

UNIVERSITÄT BREMEN
FACHBEREICH GEOWISSENSCHAFTEN



ALFRED-WEGENER-INSTITUT
FÜR POLAR- UND MEERESFORSCHUNG



Beobachtung und Modellierung der Schneeschmelze und Aufeisbildung auf arktischem und antarktischem Meereis

Dissertation zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
— *Dr. rer. nat.* —

vorgelegt von
Marcel Nicolaus

1. Gutachter: Herr Prof. Dr. H. Miller
2. Gutachter: Herr Prof. Dr. P. Lemke

Bremen, im April 2006

Marcel Nicolaus
Alfred–Wegener–Institut für Polar– und Meeresforschung
Postfach 120161
27515 Bremerhaven
Deutschland

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 2006 im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde. Die Arbeit wurde ebenfalls als Printmedium veröffentlicht, wobei die Farbabbildungen jedoch in Graustufen umgewandelt wurden:

M. Nicolaus (2006). Beobachtung und Modellierung der Schneeschmelze und Aufeisbildung auf arktischem und antarktischem Meereis. Berichte zur Polar– und Meeresforschung, Band XXX.

Inhaltsverzeichnis

Symbolverzeichnis, Indizes und Abkürzungen	III
Zusammenfassung / Abstract	V
1 Einleitung und Ziele der Arbeit	1
2 Physikalischer Hintergrund der Messungen und Modellierung	3
2.1 Bildung und Eigenschaften von Meereis	3
2.1.1 Bildung, Textur und Struktur von Meereis	3
2.1.2 Physikalische Eigenschaften von Meereis	7
2.2 Schnee auf Meereis	11
2.2.1 Physikalische Eigenschaften von Schnee	11
2.2.2 Metamorphose, Kompaktion und Ablation von Schnee	16
2.2.3 Freibord und Bildung von Schneeeis	17
2.3 Aufeis — Eine Einführung	19
2.3.1 Aufeis auf Meereis	19
2.3.2 Prinzip der Aufeisbildung	21
2.3.3 Bedeutung des Aufeises für das Meereis	22
2.4 Numerische Modellierung von Schnee	24
3 Datengrundlage und Methodik der Feldmessungen	27
3.1 Feldmesskampagnen	27
3.1.1 Kongsfjord 2002 und 2003 (<i>SEBISUP</i>)	27
3.1.2 Weddellmeer 2004/05 (<i>ISPOL</i>)	29
3.2 Meteorologische Messungen	32
3.3 Messung und Analyse der Eigenschaften von Schnee	37
3.4 Untersuchungen von Meereis und Aufeis	44
3.5 Weitere Datensätze	50
3.6 Zusammenfassung	52
4 Feldmessungen von Schneeeigenschaften und –schmelze	55
4.1 Eigenschaften von Schnee im Tagesgang	55
4.2 Kongsfjord 2002 (<i>SEBISUP02</i>)	59
4.2.1 Meteorologische Randbedingungen	59
4.2.2 Schneeeigenschaften	61
4.2.3 Meereiseigenschaften	66
4.3 Kongsfjord 2003 (<i>SEBISUP03</i>)	68
4.3.1 Meteorologische Randbedingungen	68
4.3.2 Schneeeigenschaften	68
4.3.3 Meereiseigenschaften	73
4.4 Weddellmeer 2004/05 (<i>ISPOL</i>)	76
4.4.1 Meteorologische Randbedingungen	76
4.4.2 Schneeeigenschaften auf P6 und P8	79

4.4.3	Meereiseigenschaften	85
4.5	Vergleich der drei Expeditionen	89
4.6	Zusammenfassung	94
5	Bildung und Eigenschaften von Aufeis	97
5.1	Bildung und Zerfall von Aufeis während der drei Expeditionen	97
5.1.1	Kongsfjord 2002 (<i>SEBISUP02</i>)	97
5.1.2	Kongsfjord 2003 (<i>SEBISUP03</i>)	101
5.1.3	Weddellmeer 2004/05 (<i>ISPOL</i>)	102
5.2	Physikalische Eigenschaften von Aufeis	107
5.2.1	Porosität und Dichte aus XCT-Messungen	107
5.2.2	Textur und Korngröße	110
5.3	Vergleich und Diskussion der Aufeisbildung	114
5.4	Zusammenfassung	120
6	Numerische Modellierung von Schnee auf Meereis	121
6.1	Das Schneemodell SNTHERM	121
6.1.1	Struktur und Initialisierung des Modells	122
6.1.2	Energie-, Massen- und Impulsbilanz	123
6.2	Anpassungen von SNTHERM	126
6.2.1	Meereis und Aufeis	126
6.2.2	Parametrisierung der Albedo	127
6.3	Definitionen und Analysen	130
6.4	Sensitivitätsstudien	132
6.4.1	Einfluss initialer Schneeeigenschaften	132
6.4.2	Einfluss meteorologischer Antriebsdaten	135
6.4.3	Einfluss von Komponenten der Massen- und Energiebilanz	137
6.5	Zusammenfassung	140
7	Modellanwendungen	143
7.1	Validierung des Modells	143
7.2	Simulation von Schnee und Aufeis während der drei Expeditionen	149
7.2.1	Kongsfjord 2002 (<i>SEBISUP02</i>)	149
7.2.2	Kongsfjord 2003 (<i>SEBISUP03</i>)	150
7.2.3	Weddellmeer 2004/05 (<i>ISPOL</i>)	153
7.3	Dekadische Variabilität der Schneebedeckung auf dem Kongsfjord	157
7.3.1	Vergleich meteorologischer Antriebsdaten	157
7.3.2	Simulation der Schneeeigenschaften von 1994 bis 2003	159
7.4	Ablation auf arktischem und antarktischem Meereis	164
7.4.1	Re-Analyse Antriebsdaten	164
7.4.2	Modellregionen, -antrieb und -initialisierung	167
7.4.3	Ergebnisse	169
7.5	Zusammenfassung	176
8	Fazit und Ausblick	179
	Literaturverzeichnis	185
	Danksagung	193

Symbolverzeichnis

Symbol	Wert / Einheit	Beschreibung
α		Albedo
c	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	Spezifische Wärmekapazität
dg	mm	Korngröße, Korndurchmesser
ϵ	1,00	Oberflächenemissivität von Schnee
f		Anteil (engl.: <i>fraction</i>)
f_{evap}	siehe Gleichung 6.4	Relative Verdunstung
fb	m	Freiboard
fl	% _{vol}	Feuchte (volumetrisch) von Schnee
H	J	Enthalpie
j		Index (z. B. Modellschicht)
κ	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	Thermische Leitfähigkeit
L_{\downarrow}	W m^{-2}	Langwellige Einstrahlung
L_{\uparrow}	W m^{-2}	Langwellige Ausstrahlung
L_{evap}	$2.5045 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$	Latente Verdunstungswärme von Wasser
L_{melt}	$0.3335 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$	Latente Schmelzwärme von Eis
L_{sub}	$2.8380 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$	Latente Sublimationswärme von Eis
n		Anzahl
ν		Porosität
m	kg oder kg m^{-2}	Masse
M	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Massenfluss
ϕ	Grad	Windrichtung
q_s	W m^{-2}	Fühlbare Wärme
q_l	W m^{-2}	Latente Wärme
Q	W m^{-2}	Oberflächenenergiebilanz
\hat{Q}	MJ m^{-2}	Integrierte Oberflächenenergiebilanz
Q_K	W m^{-2}	Wärmefluss durch den Schnee
Q_L	$= L_{\downarrow} - L_{\uparrow}$	Langwellige Strahlungsbilanz
Q_M	W m^{-2}	Energie, verfügbar für Schmelzen / Gefrieren
Q_O	W m^{-2}	Ozeanischer Wärmefluss
Q_R	W m^{-2}	Energiefluss aus Niederschlag
Q_S	$= S_{\downarrow} - S_{\uparrow}$	Kurzwellige Strahlungsbilanz
Q_T	W m^{-2}	Turbulente Flüsse
rh	%	Relative Luftfeuchtigkeit
ρ	kg m^{-3}	Dichte
ρ_{ice}	917 kg m^{-3}	Dichte von Süßwassereis bei 0,0 °C (Konstante)
ρ_w	1024 kg m^{-3}	Dichte von Meerwasser an der Oberfläche (Konstante)
S_{\downarrow}	W m^{-2}	Kurzwellige Einstrahlung
S_{\uparrow}	W m^{-2}	Kurzwellige Ausstrahlung
SAL		Salzgehalt
σ	$5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{K}^{-4}$	Stefan–Boltzmann–Konstante
t	s	Zeit
T	°C	Temperatur
u	m s^{-1}	Fließgeschwindigkeit (vertikal) in Schnee
v	m s^{-1}	Windgeschwindigkeit (horizontal)
V	m^3	Volumen
z	m	Vertikale Koordinate, Dicke

Indizes

Da die verwendeten Indizes an internationale Standards angepasst sind werden sie hier zusammen mit den englischen Begriffen aufgelistet, von denen sie abgeleitet sind:

Symbol	Beschreibung	Englisch
<i>air</i>	Luft	<i>air</i>
<i>b</i>	Sole	<i>brine</i>
<i>i</i>	(Süßwasser-) Eis	<i>ice</i>
<i>l</i>	flüssig	<i>liquid</i>
<i>pot</i>	potentiell	<i>potential</i>
<i>s</i>	Schnee	<i>snow</i>
<i>si</i>	Meereis	<i>sea ice</i>
<i>sup</i>	Aufeis	<i>superimposed ice</i>
<i>surf</i>	Oberfläche	<i>surface</i>
<i>v</i>	Wasserdampf	<i>vapour</i>
<i>w</i>	Wasser	<i>water</i>

Abkürzungen

Häufig verwendete Abkürzungen:

Abkürzung	Bedeutung
AWI	Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecast
FIMR	Finnish Institute of Marine Research
ISPOL	Ice Station Polarstern (Kap. 3.1)
SEBISUP	Surface energy budget and its impact on superimposed ice formation (Kap. 3.1)
XCT	X-ray computer tomograph, Röntgentomograph (Kap. 3.4)

Zusammenfassung

Meereis spielt eine wichtige Rolle für das Klima- und Ökosystem in hohen Breiten, und zeigt Auswirkungen, die weit über die Polargebiete hinausgehen. Von Bedeutung ist insbesondere die Schneebedeckung des Meereises, die sich durch starke Wechselwirkungen mit dem Meereis und der Atmosphäre signifikant auf die Energie- und Massenbilanz innerhalb des Atmosphäre-Eis-Ozean Systems auswirkt. Obwohl Schneeeigenschaften und -prozesse besonders im Sommer durch die starken Wechselwirkungen mit der Atmosphäre zu signifikanten Unterschieden zwischen der Arktis und Antarktis beitragen, sind sie bislang kaum untersucht worden.

Ziel dieser Arbeit ist es, die Eigenschaften von Schnee und Aufeis im Sommer sowie die Prozesse der Schneeschmelze und Aufeisbildung auf Meereis zu erfassen. Dazu wurden Schneeprozesse und Aufeisbildung im Frühling und Sommer als Funktion der Oberflächenenergiebilanz im Detail analysiert. Es wurden zwei Expeditionen nach Spitzbergen (*SEBISUP* 2002 und 2003) und eine ins Weddellmeer (*ISPOL* 2004/2005) sowie numerische Simulationen durchgeführt. Die Feldmessungen zeichneten sich durch umfangreiche Messungen von Schnee- und Eiseigenschaften sowie meteorologischer Variablen aus und lieferten trotz schneller Veränderungen dieser Eigenschaften und hoher Strahlungsflüsse konsistente und detaillierte Datensätze. Eine besondere Rolle spielte die systematische Beobachtung der Bildung von Aufeis. Des Weiteren werden Ergebnisse mit dem numerischen Schneemodell *SNTHERM* diskutiert. Da das Modell für die Anwendung auf Böden und Gletschereis konzipiert ist, wurde es zunächst für die Anwendung auf Meereis durch Meereisschichten erweitert und durch Ergebnisse der Feldmessungen und Sensitivitätsstudien validiert. Darauf basierend wurden Schneeeigenschaften und Aufeisbildung unter Verwendung meteorologischer Antriebsdaten der Feldmessungen, aus Re-Analysedaten und aus langfristigen Datensätzen (Spitzbergen) simuliert.

Die Feldmessungen fanden unter sehr unterschiedlichen Randbedingungen statt. *SEBISUP* 2002 zeichnete sich durch eine starke Albedo-Rückkopplung aus, durch die 23 cm Schnee innerhalb von fünf Tagen vollständig in Aufeis umgewandelt wurden. Bei *SEBISUP* 2003 und *ISPOL* lief die Metamorphose des Schnees über einen längeren Zeitraum ab und Schneeschmelze spielte eine untergeordnete Rolle. Daher überdauerte der Schnee beide Beobachtungszeiträume von 2 bzw. 5 Wochen und die Aufeisbildung war bis zum Ende nicht abgeschlossen. Die Feldmessungen und Modellergebnisse zeigen, dass die meteorologischen Randbedingungen und die Stratigraphie des Schnees am Ende des Winters die zeitliche Entwicklung des Schnees im Frühjahr und Sommer bestimmen. Energiebilanzmessungen und Schneeuntersuchungen können sehr gut gegeneinander validiert werden und zeigen vor allem für *SEBISUP* 2002 und *ISPOL* gute Übereinstimmungen.

Aufeis ist ein Süßwassereis, das sich durch Wiedergefrieren von Schnee-Schmelzwasser direkt auf Meereis oder Slush bildet, da diese Grenzfläche immer kälter ist als der

Gefrierpunkt von Süßwasser ($0,0\text{ °C}$). Die dominanten Prozesse der Aufeisbildung, die Dicke und die Lebensdauer des Aufeises werden durch die Oberflächenenergiebilanz bestimmt. Bei starkem Schmelzen resultiert die Aufeisbildung aus Versickern und Wiedergefrieren von Schmelzwasser. Dagegen dominieren Kompaktion und Setzung die Aufeisbildung bei geringer Schneefeuchte. Die Zunahme der Aufeisdicke resultiert aus Kristallwachstum in wassergesättigtem Schnee auf dem Aufeis. Die Textur von Aufeis weist polygonale Kristalle auf, deren Größe vom Temperaturgradienten während des Gefrierens abhängt.

Sensitivitätsstudien mit SNTHERM zeigen, dass die Modellergebnisse vor allem von der initialen Gesamtmasse des Schnees, dem netto Energieeintrag aus der Atmosphäre und der Wärmekapazität des Meereises abhängen. Es lassen sich charakteristische Unterschiede des Schnees in beiden Hemisphären aufzeigen. Schnee auf arktischem Meereis zeichnet sich durch einen schnellen und diskreten Wechsel von winterlichen zu sommerlichen Bedingungen aus und wird von starker Schmelze dominiert, wobei die Aufeisbildung zumeist nur von kurzer Dauer ist, bevor das Aufeis wieder schmilzt. In der Antarktis läuft der Übergang der Jahreszeiten gleichmäßiger und mit einem starken meridionalen Gradienten ab. Verdunstung und Kompaktion dominieren die Abnahme des Schnees und das Aufeis überdauert (mindestens) bis weit in den Sommer. Simulationen über 10 Jahre mit meteorologischen Messungen an der Koldewey-Station, Spitzbergen, ergaben, dass der Ablationszeitraum auf dem Kongsfjord in zwei Typen klassifiziert werden kann. In einigen Jahren sind die Bedingungen für die Arktis und in anderen für die Antarktis typisch. Die beiden *SEBISUP*-Messungen geben jeweils ein typisches Beispiel der beiden Verläufe wieder.

Abstract

Sea ice plays a key role within the climate and ecosystems. Although it only occurs in high latitudes, it affects processes well beyond polar regions. Snow on sea ice is of outstanding importance as it strongly influences the energy and mass balances within the atmosphere–ice–ocean system due to vigorous interactions with sea ice and atmosphere. Although these interactions, snow properties, and snow processes are most distinct in summer, they are only sparse investigated during this season.

The main objective of this thesis is the description of the properties of snow and superimposed ice on sea ice during summer as well as the processes of snow melt and superimposed ice formation as a function of the surface energy balance. To achieve this, two expeditions to Svalbard (*SEBISUP* 2002 and 2003) and one to the Weddell Sea (*ISPOL* 2004/2005) as well as numerical studies were performed. The field experiments feature detailed measurements of snow and ice properties as well as meteorological parameters. Consistent and comprehensive data sets were derived even under rapid changes of these properties and high radiation fluxes. An important aspect was the systematic observation of superimposed ice formation.

Furthermore, results of numerical simulations, using the snow model *SNTHERM*, are discussed. An existing model, extended to include sea–ice layers, was validated by field measurements and used for sensitivity studies. Based on this, the snow conditions and superimposed ice formation were simulated using meteorological observations, re–analysis data, and long–term data sets from Svalbard.

The measurements were conducted under different meteorological boundary conditions. *SEBISUP* 2002 was characterized by strong albedo–feedback which caused the transformation of the whole snow cover (23 cm) into superimposed ice within 5 days. During *SEBISUP* 2003 and *ISPOL* snow metamorphism lasted over a longer time period and snow melt was of minor importance. The snow cover survived the observation periods of 2 and 5 weeks, respectively; superimposed ice formation was not completed at the end of observations. Energy balance and snow–property measurements validate each other and are in good agreement for *SEBISUP* 2002 and *ISPOL*. Field measurements and model results show that meteorological boundary conditions and snow stratigraphy at the end of winter determine the temporal evolution of snow properties during spring and summer.

Superimposed ice is freshwater ice that forms from re–freezing of snow meltwater on the sea ice or slush surface as this interface is always colder than the fresh water freezing point (0.0 °C). Its formation, thickness, and lifetime strongly depend on the surface energy balance. For strong melting, superimposed ice formation results from percolation and re–freezing. In contrast, for low snow wetness, compaction and subsidence of snow dominate the superimposed ice formation. The superimposed ice thickens due to grain growth in saturated snow on top of older ice. The texture of superimposed ice consists of polygonal granular crystals. Their size depends on the temperature gradient during the formation process.

Sensitivity studies with SNTHERM show that model results are affected by initial snow density, net energy fluxes into the snow, and the high heat capacity of sea ice. Characteristic differences of the snow ablation period are shown for both hemispheres. Snow on Arctic sea ice is characterized by rapid and discrete changes from winter to summer conditions and is dominated by strong melt. The lifetime of superimposed ice is comparably short prior to its melting. Seasonal changes occur more moderate and show a pronounced meridional gradient on Antarctic sea ice. Evaporation and compaction dominate the ablation period of snow such that superimposed ice survives at least into the summer. Simulations over 10 years forced with meteorological observations at Koldewey-Station, Svalbard, resulted in two types of ablation periods which are characteristic for both Arctic and Antarctic conditions.

1 Einleitung und Ziele der Arbeit

Meereis bedeckt rund ein Zehntel der Meeresoberfläche, wobei seine Dicke und Ausdehnung starken saisonalen Veränderungen unterliegen. In der Arktis variiert die Meereisfläche zwischen $9,3$ und $15,7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ und in der Antarktis zwischen $3,6$ und $18,8 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (Comiso, 2003). Der Einfluss von Meereis auf das Klima und die Ökologie reicht durch Wechselwirkungen mit der Atmosphäre und mit dem Ozean sowie deren globale Zirkulationsregime weit über die Polarregionen hinaus.

Die Schneebedeckung auf Meereis bildet eine wichtige Komponente für die Wechselwirkungen innerhalb des Atmosphäre–Eis–Ozean–Systems und wirkt sich insbesondere auf die Oberflächenalbedo und die thermischen Eigenschaften dieser Grenzfläche aus. Die physikalischen Eigenschaften von Schnee unterliegen vielfältigen Rückkopplungen mit ozeanischen, meteorologischen und ökologischen Prozessen, die vor allem unter winterlichen Bedingungen durch die Bildung von Meereis und Schneeeis und im Sommer bei der Ablation von Schnee– und Meereis starken Veränderungen unterliegen.

Die Eigenschaften von Schnee durchlaufen einen ausgeprägten Jahresgang und wurden unter winterlichen Bedingungen bereits vielfältig untersucht und beschrieben (z. B. Massom *et al.*, 2001; Warren *et al.*, 1999). Dagegen gibt es nur wenige Arbeiten, die sich mit seinen Eigenschaften und den Wechselwirkungen mit dem darunter befindlichen Meereis im Sommer befassen, obwohl sommerliche Prozesse unter wesentlich höheren Sonnenständen ablaufen und somit die Strahlungsbilanz deutlich stärker beeinflussen als es im Winter der Fall ist.

Außerdem weist Schnee auf arktischem und antarktischem Meereis, besonders im Sommer, wesentliche Unterschiede auf. In der Arktis schmilzt die Schneeauflage während des Sommers vollständig und die obersten Meereisschichten verwittern, was zu einer mit Schmelztümpeln bedeckten Meereisoberfläche führt (z. B. Maykut, 1986). Derart starkes Schmelzen wird dagegen auf antarktischem Meereis nicht beobachtet, wo meistens eine stark metamorphe Schneeauflage den Sommer überdauert (Massom *et al.*, 2001).

Beobachtungen von Meereis und seiner Schneeauflage zeigen die Existenz von Süßwassereis direkt auf der Meereisoberfläche, das sich durch eine grobkörnige, polygonale Kristallstruktur auszeichnet (z. B. Koerner, 1973; Kawamura *et al.*, 1997; Jeffries *et al.*, 1997; Haas *et al.*, 2001). Entsprechend der Bezeichnung einer Eisschicht auf Gletschern, die sich im Sommer aus wiedergefrorenem Schmelzwasser von Schnee bildet (Koerner, 1970), wird dieses Süßwassereis als Aufeis (engl.: *superimposed ice*) bezeichnet (Koerner, 1973; Jeffries *et al.*, 1997). Die Aufeisbildung wird auf Schmelz–Gefrier–Zyklen (Fritsen *et al.*, 1998) während des Sommers und die daraus folgende Umwandlung von Schnee zu Eis zurückgeführt (Jeffries *et al.*, 1997; Eicken, 1998). Aufeis wurde zunächst auf antarktischem Meereis (Jeffries *et al.*, 1997) und Festeis (Kawamura *et al.*, 1997) beobachtet, bei späteren Untersuchungen aber auch in der Arktis (Eicken, 1998) und der Ostsee (Granskog *et al.*, 2004). Den-

noch sind die Bildungsprozesse, die physikalischen Eigenschaften und die räumliche Verteilung von Aufeis auf Meereis bislang nur in ihren Grundzügen bekannt.

Die Bedeutung von Aufeis wird dagegen bereits in unterschiedlichen Arbeiten beschrieben. So trägt Aufeis signifikant zur Massenbilanz von Meereis bei, wobei das Auftreten einer hohen regionalen und zeitlichen Variabilität unterliegt. Jeffries *et al.* (1997) ermittelten einen Beitrag von 5 % für Meereis der Bellingshausen und Amundsen See, Granskog *et al.* (2006) einen Beitrag von 11 % für Festeis in der Ostsee. Des Weiteren berichten Haas *et al.* (2001) von über einem Dezimeter dicken Aufeis-schichten auf mehrjährigem antarktischem Meereis.

Gemeinsam mit den zeitgleichen Veränderungen des aufliegenden Schnees wirkt sich die Aufeisbildung auf die Mikrowelleneigenschaften der Oberfläche aus und trägt zu einem starken Jahresgang der Radarrücksteuerung im Südpolarmeer bei (Haas, 2001). Darüber hinaus wird angenommen, dass Aufeisbildung die optischen und mechanischen Eigenschaften der Oberfläche verändert und insbesondere zu einer Verlängerung der Bedeckung des Ozeans mit Meereis (und Schnee) beitragen kann. Dies wiederum hätte, im Vergleich zu offenen Wasserflächen, eine wesentlich höhere Albedo und damit einen geringeren Energieeintrag in der Region zur Folge.

Ziel dieser Arbeit ist es daher, die Eigenschaften von Schnee und Aufeis im Sommer sowie die Prozesse der Schneeschmelze und Aufeisbildung auf Meereis als Funktion der Oberflächenenergiebilanz zu quantifizieren. Die Ergebnisse erklären zusätzlich regionale und hemisphärische Unterschiede der Ablation des Schnees und der Aufeisbildung auf Meereis.

Hierzu wurden zwei Expeditionen nach Spitzbergen (*SEBISUP* 2002 und 2003) und eine ins Weddellmeer (*ISPOL* 2004/2005) unternommen, um die Entwicklung von Schnee und die Bildung von Aufeis während des Übergangs vom Winter in den Sommer in-situ zu erfassen. Detaillierte Messungen der Oberflächenenergiebilanz sowie glaziologische Messungen an Schnee und Aufeis wurden durchgeführt und Proben für Eislaboranalysen genommen.

Darüber hinaus wurde das numerische Schneemodell *SNTHERM* für die Anwendung auf Meereis modifiziert und Studien der Sensitivität gegenüber atmosphärischen Randbedingungen durchgeführt. Die Kombination der Ergebnisse aus Feldmessung und Simulation erlaubt die Einordnung einzelner kleinskaliger und regionaler Zusammenhänge.

Im folgenden Kapitel 2 werden die physikalischen Grundlagen beschrieben, die notwendig sind, um detaillierte Analysen von Schnee und Aufeis auf Meereis durchführen zu können. Ebenfalls wird ein kurzer Überblick über die numerische Modellierung von Schnee gegeben. Kapitel 3 stellt die durchgeführten Expeditionen und angewandten Methoden vor, wobei letztere aufgrund der besonderen Anforderungen und einiger Neuerungen recht ausführlich behandelt werden. Die Ergebnisse der drei Expeditionen sind in den Kapiteln 4.2 bis 4.4 diskutiert, bevor in Kapitel 5 die Bildung und Eigenschaften von Aufeis detailliert beschrieben wird.

Das verwendete Modell *SNTHERM* wird gemeinsam mit Sensitivitätsstudien in Kapitel 6 vorgestellt. Hieran schließen sich in Kapitel 7 die Validierung und Anwendung des Modells an. Ein Fazit und ein Ausblick werden im abschließenden Kapitel 8 gegeben.

2 Physikalischer Hintergrund der Messungen und Modellierung

In diesem Kapitel werden zunächst grundlegende Prozesse und Eigenschaften von Meereis (Kap. 2.1) und Schnee (Kap. 2.2) unter sommerlichen Bedingungen beschrieben. Eine Einführung in die Thematik *Aufeis* erfolgt in Kapitel 2.3, bevor abschließend eine kurze Einleitung zur numerischen Modellierung von Schnee und Meereis gegeben wird (Kap. 2.4).

2.1 Bildung und physikalische Eigenschaften von Meereis

Die Eisvorkommen auf der Erde lassen sich in Inlandeis, Gletscher und Meereis unterteilen, wobei der Begriff *Meereis* häufig sehr weitläufig als „ocean you can walk on“ (R. Massom) verwendet wird. Dabei ist die Meereisbedeckung ein in Genese, Struktur und Alter sehr komplexes System aus unzähligen Schollen, Bruchstücken, Presseisrücken sowie auch offenen Wasserflächen. In seiner Gesamtheit spielt Meereis eine Schlüsselrolle innerhalb des globalen Klimasystems, da es im Mittel etwa 7% der Erdoberfläche bedeckt und dabei innerhalb einer extremen Saisonalität unterliegt.

Abbildung 2.1 zeigt, dass diese Saisonalität besonders stark in der Antarktis ausgeprägt ist, wo (bezogen auf die Fläche) mehr als 80% des Meereises jährlich neu gebildet und somit als einjähriges Eis bezeichnet werden. In der Arktis dagegen liegt dieser Anteil unter 50%, sodass das Meereis zumeist aus mehrjährigen Schollen zusammengesetzt ist. Diese große Variabilität beeinflusst die Kopplung von Ozean und Atmosphäre in besonderem Maße, da vertikale Flüsse von Wärme, Feuchte, Salz, gelösten Gasen und Nährstoffen innerhalb eines Jahres stark schwanken. Für diese Arbeit ist insbesondere der Zeitpunkt von Bedeutung, ab dem der Ozean durchgängig, d. h. bis mindestens in das folgende Frühjahr, mit Meereis bedeckt ist. Denn erst danach akkumuliert der Schnee, dessen Eigenschaften Gegenstand dieser Arbeit sind, auf dem Meereis. Der Schmelzbeginn und der Zerfall von Meereis werden im Zusammenhang mit Schneeschmelze und Aufeisbildung später ausführlich betrachtet.

2.1.1 Bildung von Meereis und daraus folgende Texturen und Strukturen

Bildung von Meereis

Meereis stellt ein sehr komplexes Gefüge aus gefrorenem Wasser, Sole, Gas und anderen Einschlüssen dar und umfasst marine und meteorische Eisanteile. Marines Eis bildet sich durch das Gefrieren von Meerwasser beim initialen Zufrieren der Meeresoberfläche und an der Unterseite von bereits vorhandenem Meereis. Meteorisches

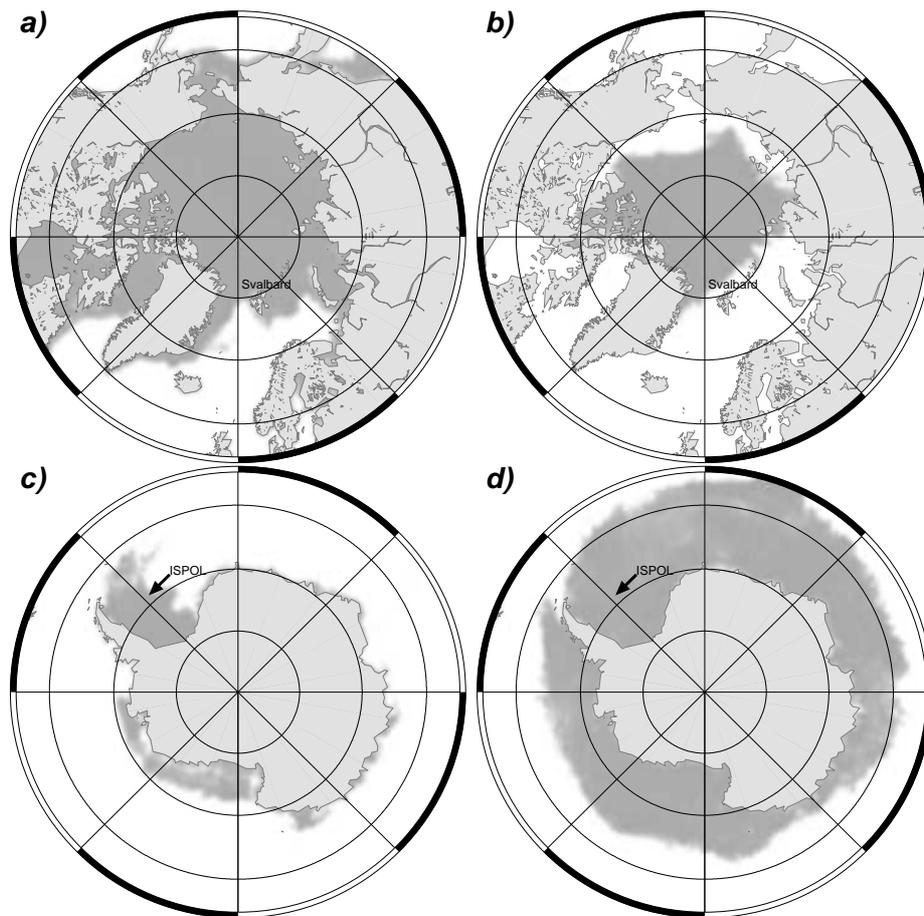


Abbildung 2.1: Minimale und maximale Meereisausdehnung in beiden Polarregionen, abgeleitet aus passiven Satelliten-Mikrowellendaten. (a) Arktis 01.03.2004 (b) Arktis 01.10.2004 (c) Antarktis 01.03.2004 (d) Antarktis 01.10.2004. Die Beschriftungen zeigen die Lokationen der Feldmessungen an.

Eis geht aus Schnee und anderen Niederschlägen hervor und wird entsprechend an der Meereisoberseite gebildet.

Die Bildung von Meereis setzt sich aus unterschiedlichen, teilweise parallel verlaufenden thermodynamischen und dynamischen Prozessen zusammen und war bereits Gegenstand vielfältiger Untersuchungen. Entsprechend sind die physikalischen Eigenschaften von Meereis hinlänglich bekannt (z. B. Weeks und Ackley, 1986; Lange *et al.*, 1989; Jeffries *et al.*, 1997) und werden hier nur in Hinblick auf ihre Bedeutung für Schneeeigenschaften und Aufeisbildung betrachtet. Darüber hinaus wird auf eine sehr ausführliche Zusammenfassung über „Wachstum, Mikrostruktur und Eigenschaften von Meereis“ auf unterschiedlichen Größenskalen von Eicken (2003) verwiesen.

Der Gefrierpunkt von Meerwasser hängt vom Anteil der im Wasser gelösten (anorganischen) Salze ab und liegt für einen Salzgehalt¹ von 34 bei $-1,86\text{ °C}$, also deutlich unter dem von Süßwasser ($0,0\text{ °C}$). Mit dem Erreichen dieses Gefrierpunk-

¹Der Salzgehalt von Wasser wird basierend auf der *Practical Salinity Scale* in psu (engl.: *practical salinity unit*) angegeben. Da es sich hierbei um die Angabe eines Anteils und nicht um eine physikalische Einheit handelt, sind Salzgehaltswerte dimensionslos.

tes setzt thermodynamisches Wachstum von Meereis ein, wobei die Wachstumsrate eine Funktion des Temperaturgradienten zwischen Atmosphäre und Ozean darstellt und somit vom atmosphärischen und ozeanischen Energiefluss abhängt (z. B. Weeks und Ackley, 1986). Während des Gefrierens werden die im Wasser gelösten Salze nicht in das hexagonale Kristallgitter von Eis eingebaut, sondern teilweise als Sole in sogenannten Primärporen zwischen den Eiskristallen eingeschlossen. Hieraus resultiert ein typischer Salzgehalt von jungem Meereis um 8, der in der Folgezeit durch Konvektion und Diffusion abnimmt.

Parallel zu diesen thermodynamischen Prozessen tragen auch Konvergenz und Divergenz zu einer Dickenzunahme und –umverteilung bei. So führen Überschiebungen von Eisschollen (engl.: *rafting*) und die Bildung von Presseisrücken (engl.: *ridging*) zur Erhöhung der Eisdicke und zugleich zur Bildung offener Wasserflächen. In derartigen Lücken kann besonders schnell Neueis gebildet werden, sodass häufig unterschiedliche Wachstumsstadien und Eisdicken zeitgleich auftreten und direkt aneinander angrenzen. Mit Hilfe stratigraphischer Untersuchungen lassen sich ursprüngliche Ober- und Unterseiten von Eisschollen identifizieren und Deformationsprozesse nachvollziehen.

Neben dem „normalen“ Meereis, welches diesen dynamischen Vorgängen unterliegt, gibt es Eis, das unbeweglich mit dem Festland verbunden ist und als „Festeis“ (engl.: *fast ice*) bezeichnet wird. Festeis unterscheidet sich in seinen physikalischen Eigenschaften nicht von Meereis, zeichnet sich jedoch oft durch eine weitgehend ebene Eisdicke und das Fehlen von Deformationsstrukturen aus. Unter besonderen Umständen kann es auch im Festeis Deformationen geben, wenn beispielsweise Gletscher neue Eismassen in das Meereis hineindrücken oder nachträglich Meereisschollen in den Randbereichen anfrieren und in die Festeisbedeckung integriert werden. Beides wurde im Kongsfjord, Spitzbergen, beobachtet, ist jedoch nur auf sehr kleinen Skalen von Bedeutung.

Textur von Meereis

Die Textur von Meereis bezeichnet seine Größe, Form und die räumliche Anordnung der einzelnen Eiskristalle und wird daher auch als Kristallstruktur bezeichnet. Sie hängt von den atmosphärischen und ozeanographischen Bedingungen während des thermodynamischen Wachstums ab und lässt daher auf die Entstehungsgeschichte des Eises schließen (Eicken, 1998).

Die Korngröße ist eine Funktion des Temperaturgradienten und der Wachstumsgeschwindigkeit. Kleinere Kristalle weisen auf eine hohe Wachstumsgeschwindigkeit, größere auf eine geringere hin. Form und Anordnung der Kristalle im Eis spiegeln ozeanographische Bedingungen wider und sind von der Turbulenz innerhalb der Wassersäule abhängig. Bildet sich Meereis unter ruhigen Bedingungen, wie z. B. in Lücken zwischen bereits vorhandenem Packeis, bildet sich säuliges Eis (engl.: *columnar ice*, Abb. 2.2a&b) mit vertikalen Kristallen mit bis zu 50 cm Länge und einigen Zentimetern Durchmesser². Unter turbulenten Bedingungen, die durch größere

²Die Einheiten physikalischer Größen sind seit 1954 im SI-System festgelegt, wonach Längen in Metern (m) anzugeben sind. Entsprechend ist 1 cm = 0,01 m keine SI-Einheit, ist jedoch allgemein gebräuchlich und wird im Interesse einer prägnanteren und anschaulicheren Schreibweise in dieser Arbeit verwendet, da ein Großteil der betrachteten Längen im Zentimeterbereich liegen.

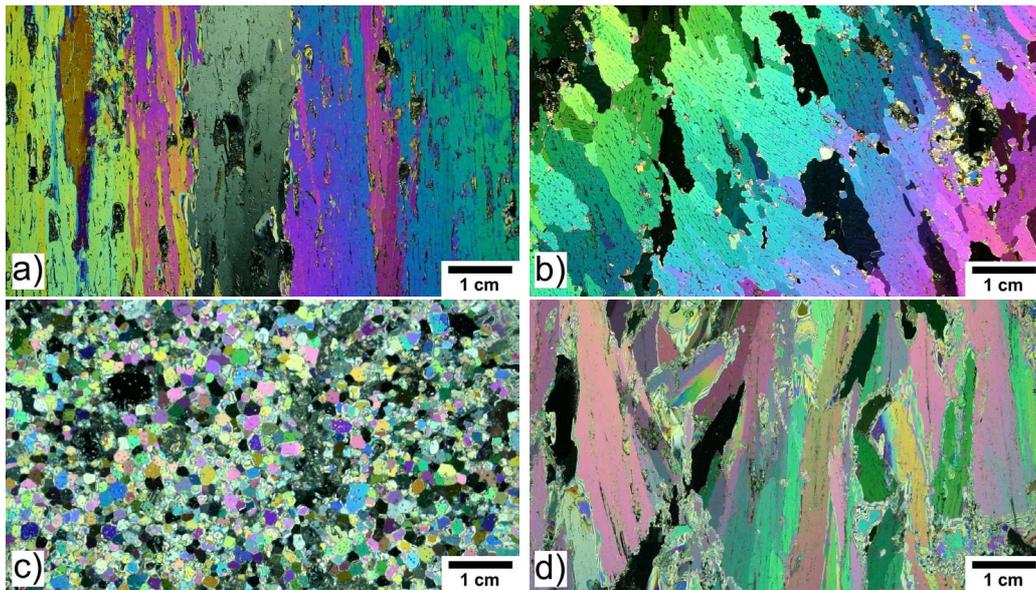


Abbildung 2.2: Dünnschnitte von Meereis mit verschiedenen Texturen. Einzelne Kristalle erscheinen in unterschiedlichen Farben. (a) Vertikalschnitt durch säuliges Meereis (ISPOL: 06.12.04). Der Bildausschnitt zeigt nur einen kleinen Teil der Kristalle, die in den Feldmessungen mit Längen von bis zu 50 cm auftraten. (b) Horizontalschnitt von säuligem Meereis (ISPOL: 19.12.04). Die regelmäßig angeordneten Primärporen sind gut als dunkle Bänder zu erkennen. (c) Vertikalschnitt von körnigem Meereis (ISPOL: 14.12.04) mit einem mittleren Korndurchmesser von 0,14 cm. (d) Plättcheneis (ISPOL: 22.11.04). Die einzelnen Plättchen haben sich vermutlich in Schelfeiswasser eines Schelfeises gebildet, die das Weddellmeer säumen.

Windgeschwindigkeiten und Wellengang zumeist im offenen Ozean auftreten, bilden sich in der Wassersäule einzelne kleine Eiskristalle und die Meereisbildung durchläuft den sogenannten „Pfannkuchenzyklus“ (z. B. Lange *et al.*, 1989; Jeffries *et al.*, 1997), was zu einer rundkörnigen Textur (engl.: *granular ice*, Abb. 2.2c) führt. Innerhalb einer körnigen Textur lassen sich einzelne Wachstumsstadien anhand unterschiedlicher Korngrößen in horizontalen Bändern erkennen.

Eine weitere Textur marinen Eises stellt Plättcheneis (engl.: *platelet ice*) dar (Abb. 2.2d). Dieses besteht aus mehreren Millimetern großen Eisplättchen, welche sich in unterkühltem Wasser bilden, wie es unter Schelfeis und ihrer unmittelbaren Umgebung vorkommt. Anschließend lagern sich die Plättchen unregelmäßig an der Unterseite des bereits bestehenden Meereises an und frieren dort durch Deformation und den Einschluss von Meerwasser zu einem Eiskörper zusammen.

Struktur von Meereis

Bei der Analyse von Eiskernen wird neben der Textur auch die Struktur des Meereises untersucht, da sie sich signifikant auf die physikalischen Eigenschaften des Eises auswirkt (Light *et al.*, 2003). Dabei können Strukturmerkmale auf allen Größenskalen auftreten. Primärporen, Einschlüsse von Gasen (vor allem Luft) und kleine Partikel werden unter dem Begriff der Mikrostruktur zusammengefasst, während Solekanäle, Risse und Sekundärporen die gesamte Probe durchziehen und gliedern. Dynamische Vorgänge können die Struktur vor allem durch Brüche und Überschiebungen stark verändern. So kann die Struktur des Meereises, im Gegensatz zur Textur, starken zeitlichen Veränderungen unterliegen.

2.1.2 Physikalische Eigenschaften von Meereis

Die physikalischen Eigenschaften von Meereis unterscheiden sich wesentlich von denen von Süßwassereis unter gleichen Bedingungen. Zusätzlich verändern sie sich mit zunehmendem Alter und zwischen den Jahreszeiten aufgrund von Wechselwirkungen mit der Atmosphäre und dem Ozean.

Temperatur und Salzgehalt

Temperatur T und Salzgehalt SAL bilden die wesentlichen Zustandsvariablen von Meereis. So lassen sich die meisten physikalischen Eigenschaften aus diesen beiden ableiten und ihre Messung bildet die wesentliche Grundlage bei der Untersuchung von Meereis und seinen Prozessen (Kap. 3.4). Änderungen der Temperatur wirken sich unmittelbar auf Porosität und Struktur und damit auf Verteilung und Menge des Salzes innerhalb des Eises aus. Grund hierfür ist, dass T und SAL thermodynamisch über das Volumen der eingeschlossenen Sole V_b aneinander gekoppelt sind (Cox und Weeks, 1983; Leppäranta und Manninen, 1988):

$$V_b = (V - V_{air}) \frac{\rho_{si} SAL}{F_1(T) - \rho_{si} SAL F_2(T)} \quad (2.1)$$

mit

$$\begin{aligned} \rho_{si} &= 917 * (1 - 0,000117 * T), \\ F_1(T) &= a_0 + a_1 T + a_2 T^2 + a_3 T^3 \quad \text{und} \\ F_2(T) &= b_0 + b_1 T + b_2 T^2 + b_3 T^3. \end{aligned}$$

V bezeichnet das Gesamtvolumen, V_{air} das von Lufteinschlüssen. T wird in $^{\circ}\text{C}$ angegeben, ρ_{si} bezeichnet die Dichte des Meereises in kg m^{-3} , $F_1(T)$ und $F_2(T)$ sind empirische Konstanten mit unterschiedlichen Koeffizienten $a_{0,1,2,3}$ und $b_{0,1,2,3}$ je nach Temperatur des Meereises (Tab. 2.1).

Tabelle 2.1: Koeffizienten der Polynome dritter Ordnung $F_1(T)$ und $F_2(T)$ aus Cox und Weeks (1983) (für $-23 < T \leq -2$ $^{\circ}\text{C}$) und Leppäranta und Manninen (1988) (für $T > -2$ $^{\circ}\text{C}$).

	Gültigkeitsbereich	i=0	i=1 [$^{\circ}\text{C}^{-1}$]	i=2 [$^{\circ}\text{C}^{-2}$]	i=3 [$^{\circ}\text{C}^{-3}$]
a_i	$-23^{\circ}\text{C} < T \leq -2^{\circ}\text{C}$	-4,732	-22,45	-0,6397	-0,01074
	$T > -2^{\circ}\text{C}$	-0,041221	-18,407	-0,58402	0,21454
b_i	$-23^{\circ}\text{C} < T \leq -2^{\circ}\text{C}$	0,08903	-0,01763	$-5,330 \cdot 10^{-4}$	$-8,801 \cdot 10^{-6}$
	$T > -2^{\circ}\text{C}$	0,090312	-0,016111	$1,2291 \cdot 10^{-4}$	$1,3603 \cdot 10^{-4}$

Temperaturprofile im Meereis sind stark von der Lufttemperatur über dem Eis abhängig und weisen während des Gefrierens und im Winter einen stark negativen Gradienten auf, sodass die beim Gefrieren freiwerdende latente Wärme an die Atmosphäre abgegeben wird. Mit steigenden Oberflächentemperaturen im Frühjahr und Sommer nähert sich die Temperatur im Meereis dem Schmelzpunkt. Im Laufe des Frühlings kehrt sich die Richtung des Wärmeflusses um und das Meereis erwärmt sich weiter.

Die Menge an eingeschlossenem Salz während der Bildung von Meereis ist vorwiegend von der Wachstumsgeschwindigkeit abhängig. Dies führt zur charakteristischen C-Form des Salzgehaltsprofils von jungem Meereis mit hohen Werten an der Oberseite, entsprechend der hohen Wachstumsrate zu Beginn der Eisbildung, und hohen Salzanteilen nahe der Eis-Wasser-Grenzfläche, wo noch Kontakt zum salzreichen Ozean vorhanden ist. Unter winterlichen (kalten) Bedingungen sorgen schweregetriebene Entsalzung (engl.: *gravity drainage*) und Soleausstoß (engl.: *brine expulsion*) für die Entsalzung. Hierdurch bildet sich der sogenannte Sekundärporenraum, welcher vor allem weit verzweigte Solekanäle und nach aussen abgeschlossene Soletaschen umfasst.

Eine zusätzliche Erwärmung des Eises führt zu einer verstärkten Aussüßung der Sole durch internes Schmelzen, da sich T und SAL stets im Gleichgewicht befinden. Zusätzlich unterliegt Meereis einer kontinuierlichen Entsalzung, durch den Ausstoß von Sole mit Meerwasser, der unter sommerlichen Bedingungen besonders effektiv ist, da hohe Porosität und Permeabilität ein schnelles Ausspülen ermöglichen.

Thermische Eigenschaften

Die Temperaturverteilung innerhalb des Eises sowie der Wärmeaustausch mit dem Ozean und der Schneeeauflage bzw. Atmosphäre wird vor allem durch die Wärmeleitfähigkeit κ_{si} und -kapazität c_{si} des Meereises bestimmt. Außerdem wirken sie sich auf Gefrier- und Schmelzprozesse sowie die damit verbundenen Wärmeeflüsse aus. Verschiedene Autoren führen unterschiedliche Parametrisierungen der Wärmeleitfähigkeit ein, welche jedoch alle auf den Zustandsvariablen T und SAL beruhen (Schwerdtfeger, 1963; Yen *et al.*, 1991; Wettlaufer, 1998). Entsprechend gibt Gleichung 2.2 die thermische Leitfähigkeit von reinem Süßwassereis nach Yen *et al.* (1991) als Funktion von T an. Gleichung 2.3 gibt eine einfache Parametrisierung der Wärmeleitfähigkeit von Meereis nach Maykut (1986) wieder, die auf Gleichung 2.2 aufbaut.

$$\kappa_i = 1,16 \cdot \left(1,91 - 8,66 \cdot 10^{-3} \cdot T + 2,97 \cdot 10^{-5} \cdot T^2\right) \quad (2.2)$$

$$\kappa_{si} = \kappa_i + 0,13 \cdot \frac{SAL}{T} \quad (2.3)$$

T wird jeweils in °C angegeben, sodass sich mittlere κ_i von $2,0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und etwas geringere κ_{si} ergeben. Letzteres ist darauf zurückzuführen, dass die Wärmeleitfähigkeit der Sole nur ca. 1/4 der des Eises beträgt

Der Wärmetransport errechnet sich aus dem Produkt der thermischen Leitfähigkeit und dem Temperaturgradienten dT/dz . Zusätzlich tritt bei einer ausreichend hohen Permeabilität des Meereises Konvektion durch Solebewegungen innerhalb des Meereises auf und verstärkt den Wärmetransport (Niederauer und Martin, 1979). Darüber hinaus beobachteten Lytle und Ackley (1996) konvektive Austauschprozesse an der Meereisoberseite bei der Bildung von Schneeeis durch das Gefrieren von Slush³ in hoch porösem Meereis (Kap. 2.2).

³Slush bezeichnet ein Zwei-Komponentengemisch aus Schnee und Salzwasser. Da es im Deutschen keinen entsprechenden Begriff gibt, wird in dieser Arbeit der Englische verwendet, um kurze und prägnante Formulierungen zu ermöglichen und die Lesbarkeit zu erhöhen (vgl. Kap. 2.2.3).

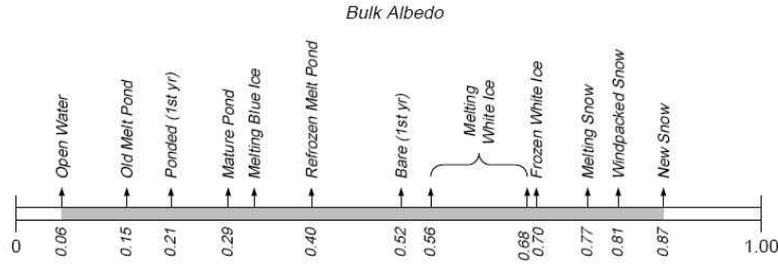


Abbildung 2.3: Albedo unterschiedlicher Oberflächen in Verbindung mit Schnee und Meereis. Der Wertebereich reicht von offenem Wasser (engl.: *open water*) bis Neuschnee (engl.: *new snow*; aus Perovich, 1996).

Ein wesentlicher Unterschied im thermischen Verhalten von Süß- und Salzwassereis wird durch unterschiedliche Wärmekapazitäten c_i und c_{si} der beiden Eistypen hervorgerufen, da diese stark vom Salzgehalt abhängen. c_i ist temperaturabhängig und liegt zwischen 2040 und $2117 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ für $-10 \text{ °C} < T < 0 \text{ °C}$:

$$c_i = -13,3 + 7,8 \cdot (T + 273,15). \quad (2.4)$$

Unter Verwendung von c_i parametrisiert Untersteiner (1961) c_{si} als

$$c_{si} = c_i + 17200 \cdot \frac{SAL}{T^2}, \quad (2.5)$$

was zu Wärmekapazitäten um $6386 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (für $T = -4 \text{ °C}$ und $SAL = 4$) führt, also die von Süßwassereis um einen Faktor drei übersteigt.

Dies führt dazu, dass Meereis als ein großer Temperaturpuffer unter Schnee angesehen werden kann, insbesondere wenn sich der Schnee unter sommerlichen Bedingungen deutlich schneller erwärmt als das Meereis. Diese Eigenschaft ist daher für diese Arbeit von besonderer Bedeutung.

Dichte und Porosität

Die Dichte von Meereis ρ_{si} bezeichnet, soweit nicht explizit anders angegeben, die Gesamtdichte, welche sich aus der Dichte der Eismatrix und der eingeschlossenen Sole zusammensetzt. Dadurch kann Meereis eine Dichte aufweisen, die jene von reinem Süßwassereis ($\rho_{ice} = 917 \text{ kg m}^{-3}$ bei $T = 0 \text{ °C}$) übersteigt. Die Abhängigkeit des Solevolumens von T und SAL wurde bereits oben diskutiert und ist in Gleichung 2.1 beschrieben.

Die Porosität von Meereis bezeichnet den Anteil an Hohlräumen im Eis und ist stark an die Dichte und das Solevolumen gekoppelt. Derartige Hohlräume resultieren aus dem Einschluss von Gasen (Luft) während der Bildung des Eises sowie aus entleerten Porenräumen der Sole.

Albedo

Die Albedo⁴ α bezeichnet das Verhältnis von reflektierter zu einfallender kurzwelliger Strahlung und beträgt für einjähriges Meereis ohne Schneeauflage 0,52, folglich reflektiert reines Meereis etwa die Hälfte der einfallenden kurzwelligen Strahlung (Abb. 2.3). Im Vergleich dazu absorbiert offenes Wasser ($\alpha = 0,06$) neun mal mehr Strahlung, während eine Neuschneeauflage eine Albedo von 0,87 aufweist (Perovich, 1996). Die Albedo von windgepacktem Schnee beträgt 0,81, ist also um 0,04 größer als die von schmelzendem, nassen Schnee. Eine detailliertere Diskussion der Albedo, welche vor allem ihre jahreszeitliche Entwicklung sowie die Rolle von Schmelztümpeln und offenen Wasserflächen berücksichtigt, wird von Perovich (2005) vorgestellt.

⁴Im Folgenden bezeichnet der Begriff Albedo, wie auch sonst in der Literatur üblich, die integrale Albedo

2.2 Schnee auf Meereis

Schnee auf Meereis stellt eine wesentliche Erscheinungsform von Süßwasser in den Polarregionen dar, dessen physikalische Eigenschaften sich wesentlich von denen des Meereises unterscheiden. So werden vielfältige Betrachtungen innerhalb des Atmosphäre–Eis–Ozean Systems vollständig auf Meereisprozesse reduziert oder geben die Eigenschaften des Schnees nicht oder nur grob genähert wieder, obwohl die Schneeaufgabe verstärkend auf viele Meereiseigenschaften wirkt. Schnee trägt beispielsweise in Form von Schneeeis mit 5 bis 25 % zur antarktischen Meereisdicke bei und ist damit in Massenbilanzbetrachtungen nicht zu vernachlässigen (Eicken *et al.*, 1994; Jeffries *et al.*, 1997).

Die Schneeaufgabe auf dem Meereis unterscheidet sich grundlegend in beiden Hemisphären. In der Arktis akkumulieren sich Niederschläge zwischen Herbst und Frühling auf dem Meereis zu einer Schneeaufgabe von 0,26 m bis 0,42 m mit lokalen Maxima bis zu 2,0 m (Warren *et al.*, 1999). Im folgenden Sommer schmilzt der Schnee dann meistens vollständig, was zur Bildung der charakteristischen Schmelztümpel führt. Dagegen ist antarktisches Meereis zumeist ganzjährig schneebedeckt und aufgrund des Fehlens von Schmelztümpeln auf sommerlichem antarktischem Meereis wurde das Schmelzen des Schnees insgesamt angezweifelt (Andreas und Ackley, 1982; Jeffries *et al.*, 1994). Die mittlere Schneedicke auf einjährigem Meereis variiert je nach Region und Jahreszeit zwischen 0,02 und 0,49 m (Massom *et al.*, 2001). Auf mehrjährigem Meereis werden häufig Schneedicken $> 1,0$ m erreicht. Dies liegt zum einen darin begründet, dass aufgrund hoher Niederschlagsraten mehr Schnee fällt als in weiten Regionen der Arktis, zum anderen aber vor allem darin, dass der Schnee bei geringeren Ablationsraten den Sommer überdauert. Eine ausführlichere Diskussion dieser Unterschiede erfolgt anhand der Ergebnisse in Kapitel 7.4.

Da der Schmelzbeginn des Schnees auf Meereis starken regionalen Schwankungen unterliegt und im Wesentlichen von atmosphärischen Bedingungen beeinflusst wird, stellt er einen wesentlichen Klimaindikator dar und ist ein häufig diskutierter Parameter in großskaligen Klimastudien (z. B. Anderson und Drobot, 2001).

2.2.1 Physikalische Eigenschaften von Schnee

In diesem Abschnitt werden die Temperatur, Dichte, Feuchte, Korngröße und optischen Eigenschaften von Schnee vorgestellt und entsprechend der im numerischen Modell (Kap. 6) verwendeten Zusammenhänge dargestellt. Die Beschreibungen gleichen größtenteils denjenigen von Jordan (1991), Rowe *et al.* (1995) und Andreas *et al.* (2004). Umfassendere Arbeiten über Schnee auf (antarktischem) Meereis wurden von Massom *et al.* (1997) und Massom *et al.* (2001) verfasst.

Diese physikalischen Eigenschaften werden initial durch Akkumulationsereignisse vorgegeben und werden in der Folgezeit vor allem durch temperatur- und dichtegebundene Metamorphose verändert, die durch die Oberflächenenergiebilanz und Kompaktion durch Auflast bestimmt werden. Besonders starke Veränderungen finden an der Oberfläche statt, wo sich die atmosphärischen Veränderungen am stärksten auswirken und zusätzlich, z. B. durch Schneedrift schnelle und starke laterale und zeitliche Veränderungen hervorgerufen werden.

Temperatur und thermische Eigenschaften

Die Schneetemperatur ist vor allem nahe der Oberfläche stark von der Lufttemperatur und der Absorption kurz- und langwelliger Einstrahlung geprägt, und durchläuft vor allem zwischen Herbst und Frühjahr einen ausgeprägten Tagesgang, während sie im Sommer zumeist konstant am Schmelzpunkt von 0,0 °C liegt. An der Unterseite wird die Schneetemperatur durch das Meereis bestimmt und unterliegt deutlich geringeren Schwankungen. Folglich ist der Temperaturgradient des Schnees bei geringen Lufttemperaturen (im Winter) zumeist negativ, dagegen im Sommer zumeist positiv oder der Schnee befindet sich isotherm am Schmelzpunkt.

Die Temperaturverteilung innerhalb des Schnees hängt wesentlich von seiner thermischen Leitfähigkeit κ_s ab, die sich in Abhängigkeit von T , ρ_s und der thermischen Leitfähigkeit von Luft $\kappa_a = 0,023 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ wie folgt beschreiben lässt (Jordan, 1991):

$$\kappa_s = \kappa_a + \left(7,75 \cdot 10^{-5} \rho_s + 1,105 \cdot 10^{-6} \rho_s^2\right) \left(\frac{780}{T + 273,15} - 0,61 - \kappa_a\right). \quad (2.6)$$

Dies ergibt Werte für κ_s zwischen 0,1 und 0,4 $\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Sturm *et al.*, 2002a), die um etwa eine Größenordnung unter denjenigen von Meereis ($\kappa_{si} \simeq 2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) liegen. Entsprechend stellt Schnee einen starken Isolator zwischen Atmosphäre und Ozean dar.

Die Wärmekapazität von Schnee c_s entspricht der von Süßwassereis (Gl. 2.4), ist jedoch auf das Volumen bezogen durch die geringere Dichte wesentlich geringer, was den Kontrast zum Meereis verstärkt.

Im Sommer sind Schmelzen und Sublimation von Schnee besonders ausgeprägt und spielen daher eine wesentliche Rolle bei Massen- und Energiebilanzuntersuchungen. Die latente Wärme des Schmelzens und der Sublimation entsprechen der von Süßwassereis und betragen $L_{melt} = 0,3335 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ bzw. $L_{sub} = 2,8380 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$. Dies bedeutet, dass man beispielsweise zum Schmelzen von 9 kg Schnee (ca. $1,00 \times 1,00 \times 0,03 \text{ m}$) ca. 3 MJ und zur Sublimation etwa 8 mal mehr Energie benötigt. Um eine Energie von 3 MJ aufzubringen wird ein mittlerer Energiefluss von $34,7 \text{ W m}^{-2}$ für 1 Tag oder $5,0 \text{ W m}^{-2}$ für 1 Woche benötigt. Hieraus wird in Kapitel 4.5 errechnet, wieviel Schnee während der Expeditionen mit dem gemessenen atmosphärischen Energieeintrag geschmolzen werden könnte.

Dichte

Die Dichte von Schnee wirkt sich nicht nur, wie zuvor gezeigt, auf dessen thermische Leitfähigkeit aus, sondern bestimmt seine Massenbilanz und Stratigraphie. Daher bildet sie eine wesentliche Statusvariable des numerischen Modells (Kap. 6.1.1). Die Dichte hängt stark von der Ablagerungsgeschichte des Schnees und den nachfolgenden Wetterbedingungen ab und kann daher innerhalb einer Schneeeauflage stark variieren (Massom *et al.*, 2001):

Neuschnee	$< 100 \text{ kg m}^{-3}$
trockener und kalter Schnee	200 kg m^{-3} bis 300 kg m^{-3}
wärmerer, evtl. windgepackter Schnee	350 kg m^{-3} bis 500 kg m^{-3}
warmer Schnee (am Schmelzpunkt)	400 kg m^{-3} bis 700 kg m^{-3}
Eislagen im Schnee	$> 700 \text{ kg m}^{-3}$

Eislagen innerhalb des Schnees bilden sich vor allem durch episodische Schmelzeignisse bei denen Schmelzwasser oder Wasserdampf wiedergefroren. Sie beeinflussen neben der Dichte vor allem die Stratigraphie und den Massenaustausch von Flüssigwasseranteilen und Wasserdampf, denen gegenüber sie impermeabel oder zumindest nur sehr gering durchlässig sind. Windkrusten an der Oberseite resultieren aus Schneedrift, die bei trockenem, nicht verfestigtem Schnee bereits bei Windgeschwindigkeiten $v > 5 \text{ m s}^{-1}$ einsetzt (Andreas und Claffey, 1995).

Feuchte

Als Feuchte des Schnees fl (in % $_{vol}$) wird in dieser Arbeit der volumetrische Flüssigwasseranteil innerhalb des Schnees bezeichnet und als Verhältnis des flüssigen V_l und gefrorenen V_i Volumens des Schnees definiert:

$$fl \equiv \frac{V_l}{V_i} \cdot 100. \quad (2.7)$$

Alternativ kann die Feuchte auch über die gefrorenen und flüssigen Massenanteile bzw. Dichten definiert werden. Dieses wird beim hier angewandten kapazitiven Messverfahren genutzt, mit dem gleichzeitig die volumetrische Feuchte und die Dichte des Schnees gemessen wird (Kap. 3.3). Zusätzlich sei ausdrücklich darauf hingewiesen, dass Schnee auch bei negativen Temperaturen einen temperaturabhängigen Flüssigwasseranteil besitzt, der wie im Schneemodell SN THERM (Jordan, 1991), über die Temperatur (in °C) parametrisiert werden kann:

$$fl = \frac{1}{1 + (100 \cdot T)^2} \quad (2.8)$$

Neben der Temperatur führen vor allem Niederschlag in Form von Regen, Schmelzeignisse und daraus folgende Schmelzwasserflüsse zu Veränderungen der Feuchte. Generell wirkt sich diese Veränderungen vor allem auf die optischen und Mikrowellen-Eigenschaften des Schnees aus, was häufig bei der Analyse von Satellitendaten ausgenutzt wird. Besonders interessant für diese Arbeit ist eine Zunahme der Feuchte in Verbindung mit Schmelzprozessen, die wiederum zu einer Reduzierung der Albedo führt und somit einen positiven Rückkopplungseffekt hervorruft.

Schnee kann anhand der Feuchte wie folgt klassifiziert werden (Colbeck *et al.*, 1990):

$fl =$	0 %	trocken
$fl <$	3 %	feucht
$fl <$	8 %	nass
$fl <$	15 %	sehr nass
$fl >$	15 %	gesättigt (Slush)

Besondere Formen der Sättigung des Schnees treten bei der Bildung von Schmelztümpeln und beim Überspülen mit Meerwasser (engl.: *flooding*) auf. Letzteres ist

mit einem Salzeintrag in den Schnee verbunden und kann zur Bildung von Schneeeis führen (Kap. 2.2.3).

Korngröße

Als Korngröße dg eines Schneekristalls wird sein größter Durchmesser bezeichnet. Korngrößen von Schnee wurden vor allem in den unterschiedlichsten Arbeiten während der 1980er Jahre unter verschiedensten Bedingungen untersucht (z. B. Colbeck, 1982, 1986 und 1987). Sie betragen zwischen 0,1 und 5,0 mm, wobei sich durch aufeinanderfolgende Schmelz- und Gefrierzyklen auch sogenannte Schmelzkluster (engl.: *melt cluster*) mit einem Durchmesser von mehr als 10 mm ausbilden können, die im weiteren Verlauf zu Eislagen zusammenwachsen können.

Das Wachstum von Schneekristallen resultiert aus Wasserdampf oder Feuchte im Schnee und kann wie folgt parametrisiert werden, wie es auch in SNTHERM Anwendung findet:

$$\begin{aligned} & \text{für } fl = 0,00 : \\ dg(t_0 + \Delta t, fl) &= \sqrt{dg(t_0)^2 + 2\Delta t \cdot 5 \cdot 10^{-7} |M_v|} \end{aligned} \quad (2.9)$$

$$\begin{aligned} & \text{und für } 0 < fl < 0,15 : \\ dg(t_0 + \Delta t, fl) &= \sqrt{dg(t_0)^2 + 2\Delta t \cdot 4 \cdot 10^{-12} (fl + 0,05)} \end{aligned} \quad (2.10)$$

Dabei bezeichnet t_0 den Startzeitpunkt, Δt ein Zeitintervall (in s), fl die Feuchte und M_v den Massenfluss von Wasserdampf. Diese Parametrisierung unterscheidet zwischen trockenem Schnee, ist jedoch für gesättigten Schnee nicht gültig. Das Korngrößenwachstum in wassergesättigtem Schnee, welches vor allem bei der Bildung von Schneeeis und Aufeis von Bedeutung ist, wurde von Colbeck (1986) aus Laborexperimenten ermittelt:

$$dg(t_0 + \Delta t) = dg(t_0) + 0,132 \cdot \left(\frac{\Delta t}{3600}\right)^{0,362} \quad \text{für } fl > 0,15. \quad (2.11)$$

Eine allgemeine Klassifikation von Schnee, insbesondere auch über Kristallformen und Korngrößen, wurde von Colbeck *et al.* (1990) veröffentlicht.

Optische Eigenschaften

Die optischen Eigenschaften des Schnees resultieren vor allem aus seiner Dichte, Korngröße und Feuchte und beeinflussen in erster Linie die (Oberflächen-) Energiebilanz und damit wiederum alle physikalischen Eigenschaften des Schnees. Die beiden bedeutendsten Aspekte sind die Albedo α und der Strahlungstransport durch die Schneeeauflage. Sie werden im Folgenden kurz vorgestellt.

Die Albedo hängt von der Korngröße, und damit der Feuchte (Gl. 2.9 und 2.10), des Schnees ab (Grenfell und Perovich, 1984; Perovich, 2005) und kann über eine einfache Beziehung, parametrisiert werden (Jordan, 1991):

$$\alpha = 1 - \sqrt{0,5 dg_{surf}}. \quad (2.12)$$

Bei geringer Schneedicke z_s hängt die Oberflächenalbedo über schneebedecktem Meereis zusätzlich von der Albedo des Meereises α_{si} ab, da dann das dunkler er-

scheinende Meereis zu einer Reduzierung der Albedo im Vergleich zur maximalen Schneeralbedo α_{max} führt. Eine Parametrisierung von Gabison (1987) berücksichtigt diesen Effekt bezogen auf einen Startzeitpunkt t_0 , zu dem das Meereis noch keinen Einfluss auf die Albedo hat:

$$\alpha = \alpha_{si} + (\alpha_{max} - \alpha_{si}) \frac{z_s(t)}{z_s(t_0)}. \quad (2.13)$$

Die Schneedicke, unterhalb der dieser Effekt eintritt, ist bislang nicht untersucht, wird jedoch aus eigener Erfahrung auf ca. 10 cm geschätzt.

Neben schneespezifischen Faktoren wirkt sich auch der Zenitwinkel der einfallenden Strahlung auf die Albedo aus, da das Reflexionsvermögen von Eiskristallen richtungsabhängig ist. Dies führt zu einem Tagesgang in Albedomessungen (Pirazzini, 2004), wobei die genauen Ursachen Gegenstand aktueller Untersuchungen und nicht allgemein akzeptiert sind.

All diese Betrachtungen beschreiben das Verhalten der über alle Wellenlängen integrierten Albedo. Da das Reflexionsvermögen von Schnee in verschiedenen Wellenlängen jedoch unterschiedlich auf eine zunehmende Feuchte und den Zerfall der Schneedecke reagiert, lassen sich durch Messungen der spektralen Albedo Veränderungen innerhalb des Schnees detektieren (Kap. 3.3). So kann der Schmelzbeginn anhand von reduzierten Albedowerten im Infrarotbereich beobachtet werden (Grenfell und Perovich, 1984; Warren, 1982; Massom *et al.*, 2001). Entsprechend ist beim Vergleich von Albedomessungen darauf zu achten in welchem Wellenlängenbereich die jeweiligen Messungen durchgeführt wurden.

Der Strahlungstransport kurzwelliger Strahlung innerhalb des Schnees bestimmt die Energiemenge, die unterschiedliche Tiefen des Schnees (und Meereises) erreicht. Diese Strahlungsmenge wird über das Lambert–Beersche Gesetz mit einem Extinktionskoeffizienten β beschrieben, der hier analog zu Jordan *et al.* (1999) als

$$\beta = \frac{0,003795\rho_s}{\sqrt{dg}} \quad (2.14)$$

verwendet wird. Die absorbierte Energiemenge führt zu einer lokalen Erwärmung des Schnees und gleichzeitig gibt sie die Menge an Licht an, welche in entsprechenden Tiefen zur Verfügung steht. Letztere ist vor allem an der Schneeunterseite, im Meereis und im Wasser für biologische Prozesse von Interesse (Belem, 2002), da Algen und Mikroorganismen die Strahlung für Photosynthese (PAR, Photosynthetisch Aktive Strahlung: Wellenlängen von 400 bis 700 nm) und als Energiequelle nutzen.

Salz im Schnee

Der Salzgehalt von Schnee auf Meereis ist nicht immer Null, auch wenn Neuschnee keinerlei Salz enthält. Geringe Salzkonzentrationen ($< 1,0$) können durch Spritzwasser hervorgerufen werden, während höhere Salzgehalte vor allem durch kapillares Ansaugen aus dem darunter befindlichen Meereis entstehen. Extrem hohe Salzgehalte (> 34) können durch Frostblumen hervorgerufen werden. Im Allgemeinen und auch in dieser Arbeit wird Schnee jedoch als reines Süßwasser betrachtet und formal entsprechend behandelt.

2.2.2 Metamorphose, Kompaktion und Ablation von Schnee

Schneekristalle verändern sich von ihrer Entstehung in der Atmosphäre bis zum Schmelzen ständig. Während des Fallens wachsen sie auf Kosten des umgebenden Wasserdampfes, Kollidieren mit anderen Kristallen, zerbrechen, und/oder bilden größere Schneeflocken, sodass sie bis zu ihrer Ablagerung am Boden ihre fein gegliederte, perfekt hexagonale Form verlieren. Folglich unterscheidet sich der Schnee am Boden je nach Witterungsbedingungen von Beginn an in Temperatur, Korngröße und Dichte. Nachfolgend verändert Metamorphose die Schneeauflage abhängig von atmosphärischen Bedingungen. Unter Abwesenheit von flüssigem Wasser besteht die Metamorphose einer Schneeauflage aus:

1. Equitemperatur Metamorphose: Sie findet unter nahezu isothermen Bedingungen statt und zeichnet sich dadurch aus, dass sich einzelne Schneekristalle während der Ablagerung zu glatteren, runderen Kristallen verformen. Da bei diesen Prozessen die ursprüngliche Kristallstruktur zerstört wird, bezeichnet man sie auch als destruktiv.
2. Temperaturgradienten Metamorphose: Ein Temperaturgradient im Schnee ermöglicht einen schnellen Aufstieg von Wasserdampf innerhalb des Schnees, wodurch es zu Kristallwachstum kommt (konstruktive Metamorphose). Die resultierenden Kristalle sind komplexer als die ursprünglichen und stellen Verbindungen zwischen unterschiedlichen Kristallen her.

In Gegenwart von flüssigem Wasser und höheren Temperaturen findet eine beschleunigte Metamorphose statt, bei der große rundliche Kristalle auf Kosten kleiner entstehen, was bei einem nachfolgenden (Wieder-) Gefrieren zur Bildung von grobkörnigen Schmelzclustern führt (Kap. 2.3).

In Abhängigkeit von Witterungsbedingungen führt die Metamorphose des Schnees zu einer ausgeprägten Stratigraphie, welche nicht nur in ihrer Entstehung von Interesse ist, sondern vor allem auch zum Verständnis sommerlicher Entwicklungen berücksichtigt werden muss. Häufig, vor allem im Zusammenhang mit Massen- und Dickenbilanzen, wird die Metamorphose auf ihren verdichtenden Effekt reduziert und ausschließlich als Kompaktion betrachtet. Neben dieser Kompaktion tragen auch Massenverluste durch Verdunstung, Sublimation und Schmelzen zur Abnahme von Schneedicken bei, wobei sich Sublimation und Verdunstung über den gleichen formalen Zusammenhang beschreiben lassen:

$$M_{sub} = (f_{v,air} - f_{v,surf}) \frac{q_l}{L_{sub}} \quad \text{für } T_{surf} < 0^\circ C \quad (2.15)$$

$$M_{evap} = (f_{v,air} - f_{v,surf}) \frac{q_l}{L_{evap}} \quad \text{für } T_{surf} \geq 0^\circ C \quad (2.16)$$

$f_{v,air}$ und $f_{v,surf}$ bezeichnen die relative Sättigung der Luft bzw. der obersten Schneeschicht mit Wasserdampf.

Bei anhaltendem Energieeintrag erwärmt sich der Schnee bis zum Schmelzpunkt. Hierbei ist erwähnenswert, dass das Temperaturmaximum und damit das Einsetzen des Schmelzens aufgrund von interner Absorption kurzwelliger Strahlung nicht notwendigerweise an der Schneeoberfläche auftritt. Der Schmelzvorgang kann ähnlich

der Verdunstung über die verbrauchte latente Wärme ausgedrückt werden:

$$M_{melt} = \frac{H}{L_{melt}}. \quad (2.17)$$

Die insgesamt zur verfügbare Wärmemenge (Enthalpie) H setzt sich aus dem Wärmefluss, der durch die Bewegung von Wasser und Wasserdampf hervorgerufen wird, der absorbierten solaren Einstrahlung und der Wärmeleitung zusammen.

Neben energetischen Aspekten ist mit dem Schmelzen von Schnee vor allem ein bedeutender Eintrag von Süßwasser in den Ozean verbunden. So führt die (vorübergehende) Akkumulation auf dem Meereis dazu, dass der Süßwasser-Niederschlag nicht unmittelbar in den Ozean fällt, sondern auf dem Eis zwischengespeichert und verdriftet wird.

2.2.3 Freibord und Bildung von Schneeeis

Das Freibord von Meereis bezeichnet den Abstand der Meereisoberseite zum Meeresspiegel. Im Gleichgewichtszustand (z. B. ohne den Einfluss dynamischer Prozesse) und ohne Schneeauflage ist das Freibord von Meereis positiv und beträgt etwa 10% der Eisdicke. In Gegenwart einer Schneeauflage und im Gleichgewichtszustand lässt sich das Freibord fb in Abhängigkeit von Schneedicke z_s , -dichte ρ_s , Meereisdicke z_{si} und -dichte ρ_{si} sowie der Dichte des Meerwassers ρ_w wie folgt berechnen:

$$fb = z_{si} - \frac{\rho_{si}z_{si} - \rho_s z_s}{\rho_w}. \quad (2.18)$$

Ein positives Freibord ist in Abbildung 2.4a skizziert. Wenn die Gewichtskraft des

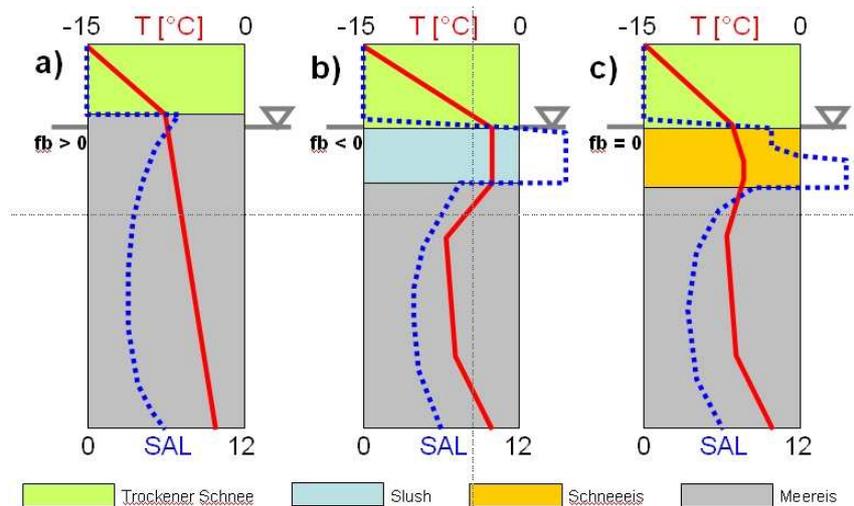


Abbildung 2.4: Schematische Darstellung der Schneeeis-Bildung: (a) Schnee auf Meereis unter winterlichen Bedingungen bei positivem Freibord (fb) (b) Überflutung und Entstehung einer Slushschicht (c) Schneeeis-Bildung durch Gefrieren des Slush. Neben der Stratigraphie sind verallgemeinerte Temperatur- (durchgezogene Linie) und Salzgehaltsprofile (gestrichelte Linie) von Schnee und Eis dargestellt. Salzgehalte größer 12 sind nicht skaliert. Der Meeresspiegel ist als Pegel eingezeichnet.

Schnees die Auftriebskraft des Meereises übersteigt, kommt es zu negativem Freibord und damit zur Flutung des Meereises. Dies resultiert entweder aus einer Zunahme der Schneemasse oder durch basales Schmelzen von Meereis. An der Meereisoberfläche bildet sich Slush, ein Zwei-Komponentengemisch aus Schnee und Meerwasser (Abb. 2.4b), der bei ausreichend kalten Lufttemperaturen zur sogenannten Schneeeis gefriert (Abb. 2.4c). Entsprechend ist Schneeeis eine Mischung aus gefrorenem Meerwasser und Schnee, dessen Salzgehalt dem von Meereis entspricht und das eine feinkörnige Textur aufweist.

Ursache des basalen Schmelzens ist der ozeanische Wärmestrom, der nicht nur im Sommer, sondern vor allem in der Antarktis auch häufig während des Winters beobachtet wird (Lytle und Ackley, 2001). Da auch die Schneedicke auf antarktischen Meereis im Vergleich zur Eisdicke sehr groß ist, treten Überflutungsereignisse dort besonders häufig auf. Große Schneeeisdicken resultieren aus sogenannten Überflutungs-Gefrier-Zyklen (Fritsen *et al.*, 1998), in denen sich der beschriebene Ablauf mehrfach wiederholt. Insgesamt spielt somit neben dem „Gefrieren von unten“ auch die Meereisbildung an der Eisoberfläche eine wichtige Rolle und trägt signifikant zur Massenbilanz (antarktischen) Meereises bei (Eicken *et al.*, 1994; Jeffries *et al.*, 1997).

2.3 Aufeis — Eine Einführung

„Aufeis“ bezeichnet eine Eisform, die sich *auf* bereits existierendem Eis bildet. Ursprünglich wurde so Eis bezeichnet, das sich als Folge von Stauwirkungen in Flüssen oder Seen auf einer bereits bestehenden Eisfläche bildet, indem nachfließendes Wasser auf das Eis gelangt und dort gefriert. So kann das Aufeis im Laufe eines Winters bis zu einigen Metern Dicke anwachsen. Dieses Eis wird auch heute noch, als Aufeis bezeichnet. Der Begriff existiert in gleicher Weise auch im Englischen.

In der Landeis-Glazologie wird *superimposed ice* als Aufeis übersetzt und von Koerner (1970) als „Eis, das durch das Wiedergefrieren von Schmelzwasser der Schneeeauflage auf der Gletscheroberfläche gebildet wird“ definiert. Weiter unterscheidet er Aufeis von Eislinsen, die durch „das Wiedergefrieren im Firn oder der Schneeeauflage“ gebildet werden. Entsprechend kann sich Aufeis überall unterhalb der Firnlinie bilden, trägt jedoch nur in der sogenannten Aufeiszone positiv zur Massenbilanz des Gletschers bei, weil es in der darunter befindlichen Ablationszone während der Schmelzsaison wieder verschwindet. Die Bildung von Aufeis ist an die Schneeschmelze gekoppelt und findet in der Aufeiszone nahezu kontinuierlich während der Schmelzsaison statt. Es handelt sich generell um einen Sommerprozess (Koerner, 1970). In Analogie zu Gletschern findet Aufeisbildung auch in küstennahen Inlandeisregionen statt.

Auch wenn die Bildung von Aufeis weitestgehend beschrieben ist, spielt Aufeis heutzutage eine besondere Rolle bei Massen- und Energiebilanzstudien von Gletschern. Zum einen verlangsamt es die Ablation und den Ablauf von Schmelzwasser, zum anderen kann das Aufeis mittels (Satelliten-) Fernerkundung detektiert werden, da es die Radar-Rückstreu-Eigenschaften beeinflusst (König *et al.*, 2001; König *et al.*, 2002; Wadham *et al.*, 2006). Beides dient langfristigen und großskaligen Klimastudien, die Veränderungen und Verschiebungen der Aufeiszone nachvollziehen und so das Verhalten von Gletschern studieren.

Über die Bildung auf Inlandeis hinaus bildet sich Aufeis auch an Land in und unter saisonalen Schneebedeckungen, da auch hier im Sommer Schmelzwasser auf den gefrorenen Untergrund trifft, sich dort aufstaut und wiedergefriert (z. B. Boike *et al.*, 2003). In diesem Fall beeinflusst es den Permafrostboden, die Hydrologie und vor allem auch die Ökologie der Polarregionen während der Schmelzsaison. Die Futteraufnahme von Tieren wird durch das Aufeis stark beeinträchtigt, da es den Zugang zum Untergrund erschwert oder unmöglich macht.

Es sei an dieser Stelle explizit darauf hingewiesen, dass sich alle folgenden Untersuchungen, Diskussionen und Ergebnisse dieser Arbeit ausschließlich auf die Bildung von Aufeis auf Meereis beziehen, wie es beispielsweise in Abbildung 2.5 gezeigt wird.

2.3.1 Aufeis auf Meereis

Im Sommer 1968 fand Koerner (1973) eine 20–30 mm dicke Eisschicht auf arktischem Meereis und bezeichnete diese erstmalig im Zusammenhang mit Meereis als *superimposed ice* (Aufeis). Ebenfalls auf arktischem Meereis beobachteten Holt und Digby (1985) die Ausbildung von Aufeisnadeln auf der Meereisoberfläche und zeigten, dass

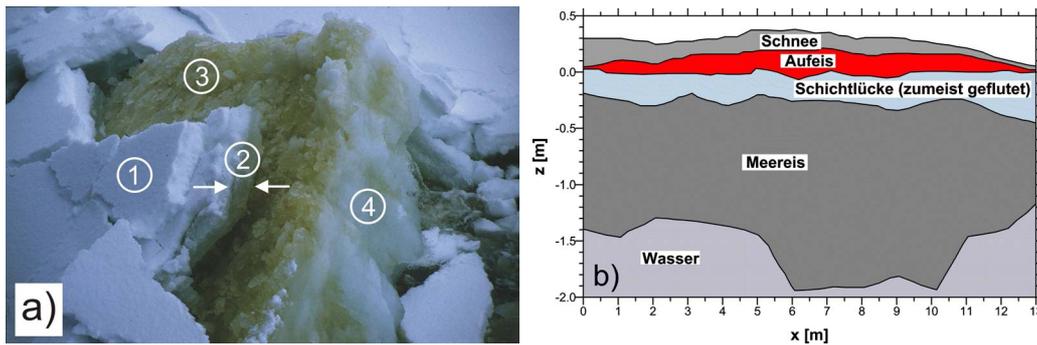


Abbildung 2.5: (a) Gekippte Meereisscholle in der Antarktis mit einer Gesamtdicke von etwa 2,0 m. Durch das (Auf-) Brechen des Meereises mit einem Eisbrecher wird die vertikale Schichtung ersichtlich: (1) Schnee, (2) Aufeis, (3) Schichtlücke mit Algenbewuchs und (4) Meereis (Foto: C. Haas). (b) Schematische Darstellung eines vertikalen Schnitts durch Meereis im Sommer.

diese sich deutlich in Fernerkundungsdaten (z. B. Radar-Rückstreu-Koeffizienten) wiedererkennen lassen, da sie die kleinskalige Rauigkeit erhöhen (Abb. 2.6). Obwohl Aufeis in der Arktis nur kurzzeitig während des Übergangs vom Winter zum Sommer zu beobachten ist, wurde es beispielsweise auch auf dem Festeis des Kongsfjordes, Spitzbergen, beobachtet (Gerland *et al.*, 1999b) und ist derzeit Gegenstand verschiedener Feldmessungen und Fernerkundungsanwendungen (s. u.).

Für antarktisches Meereis diskutierten erstmalig Jeffries *et al.* (1994) grob-körnige Schichten in mehrjährigen Eiskernen des Jahres 1992 aus der Bellingshausen See als Aufeis. Diese Eisschichten wiesen stark negative $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf und bestanden aus Süßwasser. Da bis dahin aber keinerlei Schmelzen von Schnee auf antarktischem Meereis beschrieben wurde, hielten sie auch eine Bildung als Schneeeis mit sehr geringen Meerwasseranteil für möglich. Basierend auf weiteren $\delta^{18}\text{O}$ -Untersuchungen an Kernen von 1992 klassifizierten Jeffries *et al.* (1997) derartige Eistypen als Aufeis und hoben den positiven Beitrag von Schnee zur Meereisbildung hervor. Verglichen mit Studien von Eicken *et al.* (1994) und Eicken *et al.* (1995) errechneten sie eine Verdreifachung (21 % gegenüber 7-11 %) des Schneeanteils im Meereis der Bellingshausen See und zeigten, dass Aufeis signifikant zur Massenbilanz des Meereises beiträgt, wenn es regelmäßig und großflächig auftritt.

Kawamura *et al.* (1997) legten ähnliche Beschreibungen von Aufeis auf antarktischem Festeis vor. Ihre Analyse von Eiskernen der Lützw-Holm-Bay (Ostantarktis) der Jahre 1991/92 zeigte ebenfalls, dass Aufeis zum Eiswachstum an der Meereisoberseite beiträgt. Da sie das Aufeis mehrfach innerhalb des mehrjährigen Festeis finden, beschrieben sie die Aufeisbildung als einen regelmäßig wiederkehrenden Prozess, der in Verbindung mit der sommerlichen Schneeschmelze stattfindet.

Unter Verwendung der Ergebnisse von Holt und Digby (1985) zeigte Haas (2001) anhand saisonaler Zyklen von Radar-Rückstreuoeffizienten, dass die Bildung von Aufeis in nahezu allen im Sommer mit Meereis bedeckten Gebieten anzutreffen und mit großflächigen Schmelz-Gefrier-Zyklen verbunden ist (Abb. 2.6). Vor allem aber ist die Aufeisbildung in der Antarktis zu beobachten, da dort die Übergangsphase zwischen winter- und sommerlichen Bedingungen deutlich länger andauert als in der Arktis (Kap. 7.4).

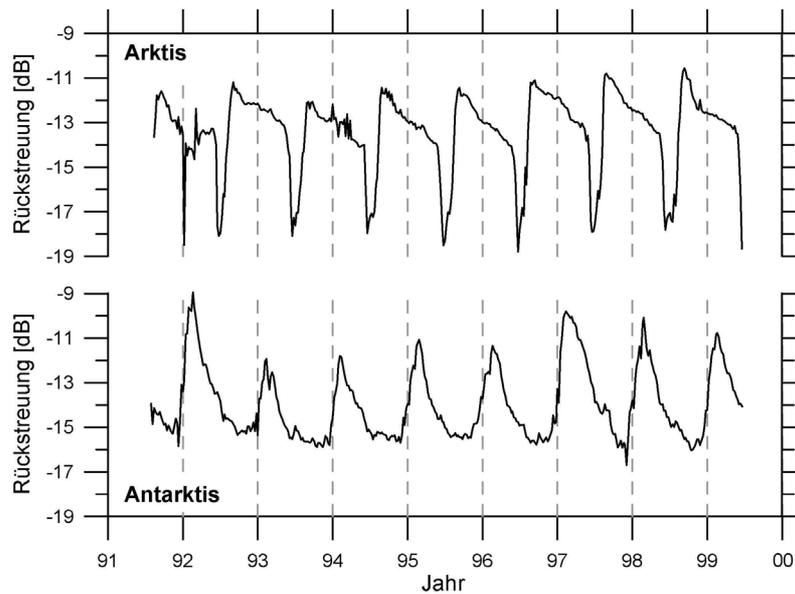


Abbildung 2.6: Wöchentliche Mittelwerte des Radar-Rückstreukoeffizienten bei einem Einfallswinkel von 40° des European Remote-sensing Satellite (ERS)-1/2 Scatterometers für beide Hemisphären (siehe auch Haas, 2001).

Erste detaillierte Untersuchungen von Aufeis auf antarktischem Meereis wurden 1994 und 1997 in der Bellingshausen- und Amundsensee sowie im Weddellmeer durchgeführt (Haas *et al.*, 2001). Diese Feldmessungen belegen, dass Aufeis eine typische Erscheinung auf sommerlichem antarktischem Meereis ist und mit einer mittleren Dicke von 0.08 m eine wichtige Rolle für die sommerliche Massenbilanz spielt.

Die Ergebnisse aktueller Arbeiten anderer Gruppen, welche parallel zu dieser Arbeit veröffentlicht wurden, werden gemeinsam mit den eigenen Ergebnissen an verschiedenen Stellen dieser Arbeit beschrieben und diskutiert. Sie erstrecken sich von der Arktis (Eicken *et al.*, 2004) über die Ostsee (Granskog *et al.*, 2003; Granskog *et al.*, 2004; Granskog *et al.*, 2006) bis in das Ross-Meer (Kawamura *et al.*, 2004) und werden in Tabelle 7.5 zusammen mit anderen Studien zur Schneeschmelze zusammengefasst.

2.3.2 Prinzip der Aufeisbildung

Die detaillierte Beschreibung der Aufeisbildung bildet einen Schwerpunkt dieser Arbeit und wird daher ausführlich in Kapitel 5 behandelt. Im Folgenden soll hier jedoch vorweg der prinzipielle Prozess der Aufeisbildung bei positivem Freibord erläutert werden (Abb. 2.7), um die speziellen Fragestellungen der durchgeführten Feldmessungen und Methodik einzuführen.

Am Ende des Winters ist das Meereis durch Schnee bedeckt, der in der Folgezeit starker Metamorphose unterliegt und sich bis zum Schmelzpunkt erwärmt (Abb. 2.7a). Unter zunehmender Erwärmung schmilzt der Schnee und das Schmelzwasser sickert nach unten, bis es auf die immer noch kalte Meereisoberfläche trifft und dort zu Süßwassereis gefriert (Abb. 2.7b). Im weiteren Verlauf nimmt die Schneedicke

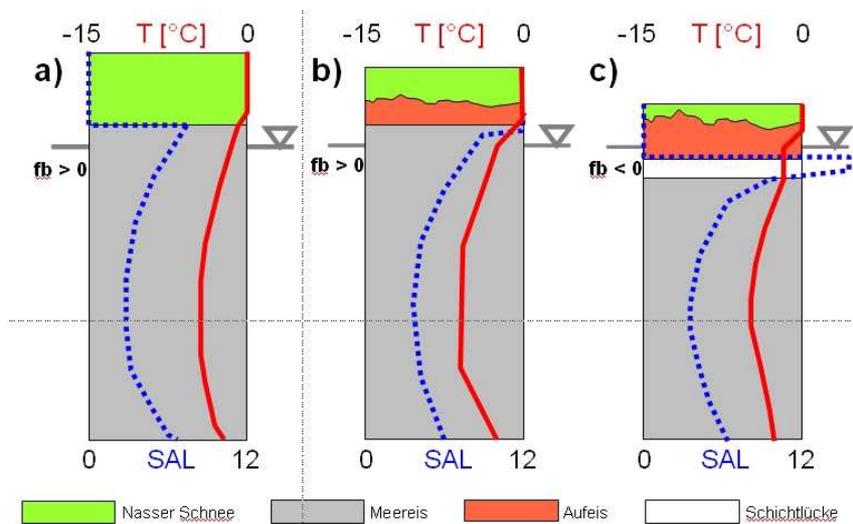


Abbildung 2.7: Schematische Darstellung der Aufeisbildung bei positivem Freibord (fb). (a) Schnee auf Meereis unter Schmelzbedingungen (b) Bildung von Aufeis auf dem Meereis (c) Bildung einer Schichtlücke als Folge der Aufeisbildung. Neben der Stratigraphie sind verallgemeinerte Temperatur- (durchgezogene Linie) und Salzgehaltsprofile (gestrichelte Linie) von Schnee und Eis dargestellt. Salzgehalte größer 12 sind nicht skaliert. Der Meeresspiegel ist als Pegel eingezeichnet.

zugunsten der Aufeisbildung ab und es resultiert eine typische Sequenz von metamorphem Schnee über Aufeis und Meereis, wie sie in Abbildung 5.2 zu erkennen ist. Dieses Foto zeigt über die Schichtfolge hinaus auch, dass das Meereis in den obersten 3 cm hoch porös ist. Die erhöhte Porosität ist auf die starke Erwärmung des Meereises zurückzuführen und wird durch die latente Wärme der Aufeisbildung verstärkt. Die Folge ist die Ausbildung einer Schichtlücke, wie sie schematisch in Abbildung 2.7c skizziert ist.

2.3.3 Bedeutung des Aufeises für das Meereis

Auch wenn die Bedeutung von Aufeis Gegenstand dieser Arbeit ist, soll sie hier kurz angesprochen werden. Durch die Transformation von Schnee in Aufeis wird das Meereis mit einem Süßwassereis bedeckt, dessen physikalische Eigenschaften deutlich vom darunter liegenden Meereis abweichen (Kap. 2.2). Dies wirkt sich vor allem auf die Massenbilanz, die thermischen Eigenschaften, die mechanische Festigkeit und die optischen Eigenschaften aus.

Das neu gebildete Aufeis erreicht vor allem in der Antarktis Dicken im Dezimeterbereich und ist daher auch in Abbildung 2.5a deutlich als eigenständige Schicht zwischen Schnee und Meereis zu erkennen. Jedoch sind der Umfang und die Dauer dieser Massenbeiträge bisher nicht abzuschätzen, da es weder systematische großskalige Beobachtungen von Aufeisdicken noch ein ausreichendes Verständnis von den physikalischen Prozessen gibt, die zur Aufeisbildung führen. In mehrjährigem antarktischen Meereis wird das Aufeis (zumindest teilweise) im folgenden Herbst/Winter durch Oberflächen-Eiswachstum und dynamische Prozesse in das Meereis eingeschlossen. Ebenfalls sind die charakteristischen Unterschiede zwischen der weit verbreiteten

Aufeisbildung in der Antarktis und der Schmelztümpel auf arktischem Meereis Gegenstand der hier vorgestellten Untersuchungen.

Über diese physikalischen Betrachtungen hinaus sind die Prozesse an der Meereisoberseite im Frühjahr und Sommer insbesondere auch für die biologische Entwicklung von Bedeutung (Fritsen *et al.*, 2001). So führt die Umwandlung von Schnee zu Aufeis zum einen zu einer wesentlichen Erhöhung der Strahlung/des Lichtes im und unter dem Meereis und zum anderen zur Ausbildung einer Schichtlücke zwischen Aufeis und Meereis (Abb. 2.5 und 2.7). Dies fördert die Entwicklung von Lebewesen im und unter dem Eis, wobei Freibord-Habitate eine besonders hohe Produktivität aufweisen und somit antarktische Meereisgemeinschaften mit prägen (Fritsen *et al.*, 2001). Um derartige Prozesse zu beschreiben führten Fritsen *et al.* (1998) numerische Untersuchungen des Einflusses von Schmelz-Gefrier-Zyklen auf die biologische Entwicklung durch.

2.4 Numerische Modellierung von Schnee

Über die direkte Beobachtung von Schneeeigenschaften hinaus bieten numerische Schneemodelle die Möglichkeit, Eigenschaften und Prozesse von Schnee sowie dessen Wechselwirkungen mit Land, Ozean, Atmosphäre und Meereis zu beschreiben. Sie erlauben die Untersuchung von schwierig oder gar nicht messbaren Prozessen, die Betrachtung meteorologischer Zeitserien, für die es keine Beobachtungen gibt, sowie numerische Experimente, die weder im Feld noch im Labor durchgeführt werden können.

Schnee verändert sich im Laufe der Jahreszeiten und auch innerhalb eines Tages zum Teil sehr schnell. Zusätzlich unterliegt er einer starken vertikalen Schichtung, die durch Veränderungen seiner thermischen, hydraulischen und mechanischen Eigenschaften hervorgerufen wird. Hieraus resultiert eine hohe mathematische Komplexität der Eigenschaften und Prozesse, sodass viele Autoren starke Vereinfachungen einführen müssen, um ihre Modelle effektiv betreiben zu können. So findet häufig keine Kompaktion des Schnees statt (starres Modellgitter), es gibt keine flüssige und keine gasförmige Wasserphase (nur trockener Schnee) und auch keine Metamorphoseprozesse. Entsprechend reicht die Bandbreite von Schneemodellen von großskaligen Modellen, wie sie etwa für globale atmosphärische oder ozeanographische Anwendungen benötigt werden, über Hydrologische- und Lawinen-Vorhersagemodelle, bis hin zu hoch aufgelösten und physikalisch komplexen Modellen, die sich für detailierte schneephysikalische Fragestellungen eignen.

Um die jeweils entschiedenen Prozesse zu analysieren und unterschiedliche Modelle miteinander zu vergleichen wurden im Rahmen des Snow Model Intercomparison Project (SnowMIP, <http://www.cnrm.meteo.fr/snowmip/>, Etchevers *et al.*, 2004) Simulationen mit 24 Schneemodellen aus 10 Nationen durchgeführt, die auf unterschiedlich komplexen Parametrisierungen basieren. Unter diesen Modellen befanden sich mit CROCUS (Brun *et al.*, 1998), SNOWPACK (Bartelt und Lehning, 2002) und SNTHERM (Jordan, 1991) die drei Modelle, die derzeit führend bei der Untersuchung kleinskaliger Prozesse sind, da sie die meisten Prozesse explizit implementiert haben.

Alle drei Modelle sind eindimensionale Energie- und Massenbilanz-Modelle und repräsentieren den Schnee in parallelen Schichten. Hierbei werden flexible Gitter verwendet, da die Schichten im Modell natürliche stratigraphische Einheiten repräsentieren sollen. Die Art der Diskretisierung ist jedoch verschieden: CROCUS verwendet Finite Differenzen, SNOWPACK Finite Elemente und SNTHERM Kontrollvolumina, die an Finite Differenzen angelehnt sind. Alle drei lösen eine Massen-, Energie- und Impulsbilanz für jeweils alle drei Zustände des Wassers (flüssig, gefroren, gasförmig) und verwenden dazu vor allem Temperatur und Dichte in jede Schneesicht. Entsprechend simulieren sie Wärmeleitung, Metamorphose, Schmelzen/Gefrieren, Kompaktion und Flüssigwassertransport (Perkolation). Alle drei können auf geeigneten Flächen (Berghänge) betrieben werden und sind somit für alpine Gletscher und Schneeaufgaben verwendbar. Hierbei werden jeweils horizontale (zum Hang parallel verlaufende) Flüsse und Veränderungen vernachlässigt. CROCUS, SNOWPACK und SNTHERM werden jeweils an der Schneeoberfläche mit meteorologischen Daten angetrieben und wurden für SnowMIP mit in-situ Messungen validiert.

Unterschiede zwischen den Modellen ergeben sich vor allem in Details der Metamorphose, der Parametrisierung von Albedo und Neuschnee. Außerdem ist SNTHERM in der Version von 1999 (SNTHERM.89, Version 4) frei verfügbar.

CROCUS zeichnet sich dadurch aus, dass Schneekristalle nicht nur einen mittleren Durchmesser, sondern auch eine Klassifikation (Typ) erhalten, die sich auf den Verlauf der Metamorphose und die Oberflächenalbedo auswirkt (Brun *et al.*, 1998).

SNOWPACK wurde vom Schweizer Bundesinstitut für Schnee- und Lawinenforschung im Zusammenhang mit einem Lawinenwarnsystem entwickelt. Entsprechend ist es besonders gut für saisonale hydrologische Anwendungen im alpinen Bereich geeignet, da es auch starke Neuschneefälle mit stark variabler Dichte und Feuchte sowie eine variable Viskosität des Schnees berücksichtigt. Umfangreiche Beschreibungen wurden von Bartelt und Lehning (2002), Lehning *et al.* (2002a) und Lehning *et al.* (2002b) veröffentlicht.

SNTHERM wurde Ende der 1980er am Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL, Hannover, USA) entwickelt und diente ursprünglich der Untersuchung von Schneebedeckungen auf gefrorenem Untergrund, im Speziellen Veränderungen von Schneeeigenschaften durch das Befahren mit Panzern (Jordan, 1991). Inzwischen wurde SNTHERM auch erfolgreich auf unterschiedliche saisonale Schneebedeckungen auf Arktischem und Antarktischem Meereis angewandt, wobei der Schwerpunkt auf Akkumulation, Ablation, Verdichtung und Metamorphose unter winterlichen Bedingungen lag (Kap. 6.1).

Alle drei Modelle sind vielversprechend in Bezug auf die hier geplanten Anwendungen, auch wenn sie nie für Schmelzprozesse getestet wurden. Letztendlich wurde das frei verfügbare SNTHERM verwendet. Dieses Modell wird in Kapitel 6.1 ausführlicher vorgestellt und anhand von Sensitivitätsstudien auch in Bezug auf sommerliche Bedingungen getestet.

3 Datengrundlage und Methodik der Feldmessungen

Feldmessungen von Schnee- und Meereiseigenschaften auf Spitzbergen in den Jahren 2002 und 2003 (*SEBISUP*, Kap. 3.1.1) sowie während einer Schiffsexpedition in das Weddellmeer in 2004/05 (*ISPOL*, Kap. 3.1.2) bilden die Datengrundlage der vorliegenden Arbeit. Primär wurden zeitlich und räumlich hoch auflösende glaziologische Messungen durchgeführt, sodass Prozesse und Veränderungen bezüglich Schneeschmelze und Aufeisbildung detailliert beschrieben werden können (Kap. 3.3 und 3.4). Darüber hinaus wurden zur qualitativen Beurteilung der Prozesse auch die meteorologischen Randbedingungen durch Messungen der Oberflächenenergiebilanz aufgezeichnet (Kap. 3.2).

3.1 Feldmesskampagnen

Die Zeiträume und Zielregionen der drei Feldkampagnen wurden so gewählt, dass detaillierte Prozessstudien der Schneeschmelze und der Aufeisbildung möglich sind und Vergleiche zwischen Arktis und Antarktis angestellt werden können. So umfassen alle Beobachtungszeiträume den Übergang von winterlichen zu sommerlichen (meteorologischen und glaziologischen) Bedingungen. Die beiden Spitzbergen-Messungen fanden über einen Zeitraum von 16 bzw. 19 Tagen, etwa einen Monat vor Mittsommer, statt, während die Beobachtungen in der Antarktis mit 35 Tagen einen etwa doppelt so langen Zeitraum um die Sonnenwende umfassten. Letztere fanden also etwa einen Monat später im Jahresgang der Strahlung statt.

3.1.1 Kongsfjord 2002 und 2003 (*SEBISUP*)

Zwei Feldkampagnen wurden auf Spitzbergen vom 20.05. bis 04.06. 2002 und vom 16.05. bis 03.06. 2003 auf dem Festeis des Kongsfjordes durchgeführt (Nicolaus *et al.*, 2003; Gerland *et al.*, 2004). Sie fanden im Rahmen des DFG-Projektes „Surface Energy Budget and its Impact on *SUPER*imposed ice formation“ statt und werden daher im Folgenden als *SEBISUP02* und *SEBISUP03* bezeichnet. Der Ausdruck *SEBISUP* (ohne Jahreszahl) fasst beide Expeditionen zusammen. Alle glaziologischen und meteorologischen Messungen wurden nahe der Insel Gerdøya durchgeführt (Abb. 3.1), wo das Festeis nur geringfügig von der im Frühjahr wärmer werdenden Zirkulation innerhalb des Fjordes erfasst wird (Svendsen *et al.*, 2002). Dieser Ort wurde gewählt, da hier das Eis bis in den Juni hinein stabil bleibt, sodass die Messungen möglichst lange und sicher durchgeführt werden können (s. Fotos in Gerland *et al.*, 2004). Die Messfelder und die zentrale Wetterstation wurden täglich per Schneemobil oder Boot aufgesucht und befanden sich 2002 bei 12° 15,12' O, 78° 59,12' N und 2003 bei 12° 17,12' O, 78° 58,61' N. Die am anderen Ufer gelegene Forschungsiedlung Ny-Ålesund diente als Basisstation.

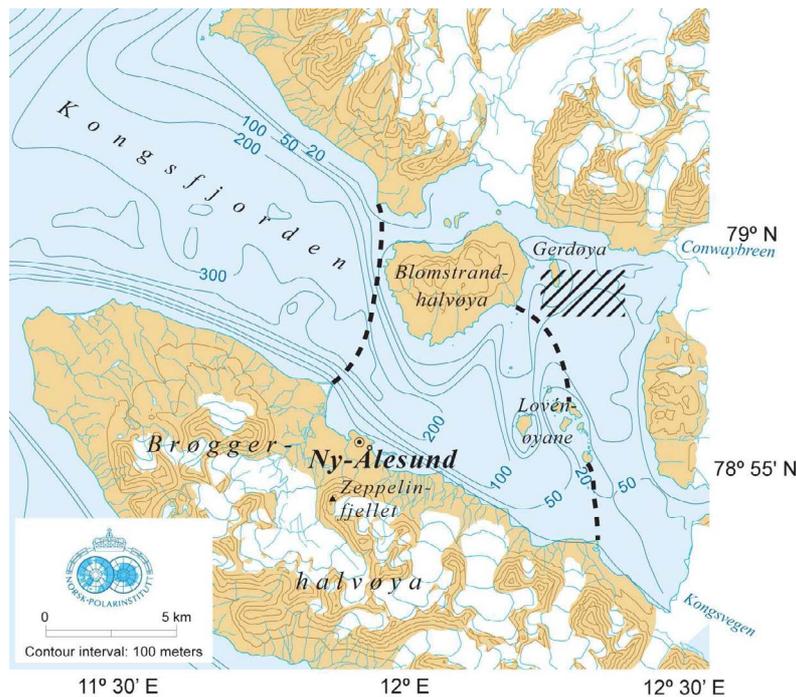


Abbildung 3.1: Karte des Kongsfjordes aus Gerland *et al.* (2004). Sie zeigt die Messgebiete (schraffierte Fläche) der *SEBISUP* Feldmessungen sowie die maximale Ausdehnung der Festeisbedeckung für Jahre mit starker bzw. schwacher Gesamtausdehnung (gestrichelte Linien).

Zum Zeitpunkt der Messungen lag die Ortszeit (OZ) zwei Stunden vor Universal Time Coordinated (UTC), während die wahre Ortszeit (WO) ca. eine Stunde vor UTC lag (z. B. 12:00 UTC, 13:00 WO, 14:00 OZ). In dieser Arbeit werden alle Zeiten, welche sich auf Feldmessungen während *SEBISUP* beziehen oder mit diesen verglichen werden als Ortszeiten angegeben, sodass das Strahlungsmaximum gegen 13:00 Uhr auftritt. Darüber hinaus fanden alle Messungen während des Polartages statt, sodass das Messfeld und die Wetterstation nahezu ununterbrochen von der Sonne beschienen werden konnte. Die einzige Ausnahme bildete der Zeitraum zwischen 2:40 und 3:30 Uhr während *SEBISUP02*, als die Horizontüberhöhung (Blomstrandbreen) die Station abschattete (Abb. 3.2). Diese Abschattung für 50 min ist von geringer Bedeutung, da sie bei Sonnenhöhen unter 11° auftrat. Dies konnte im darauf folgenden Jahr durch die etwas andere Position auf wenige Minuten gegen 4:00 Uhr reduziert werden.

Das Klima an der Westküste Svalbards wird durch den West-Spitzbergenstrom, einen milderen atlantischen Golfstromausläufer, geprägt. Dieser Strom hält die Westküste Svalbards, im Gegensatz zur Ostküste, auch im Winter eisfrei und verleiht auch dem Kongsfjord eine saisonale Eisbedeckung, die sich spät, zumeist erst im Dezember, bildet und dann bis in den Juli hineinreicht. Die atmosphärischen Randbedingungen im Nordosten Svalbards werden von Hochdruckgebieten über Grönland und Tiefdruckgebieten nahe Island bestimmt. Sie führen zu einem zyklonalen Transport, welcher vor allem im Winter zu Warmlufteinbrüchen führt. Insgesamt kann die Kongsfjord-Region damit als subarktisch eingestuft werden (Svendsen *et al.*, 2002; Hop *et al.*, 2002).

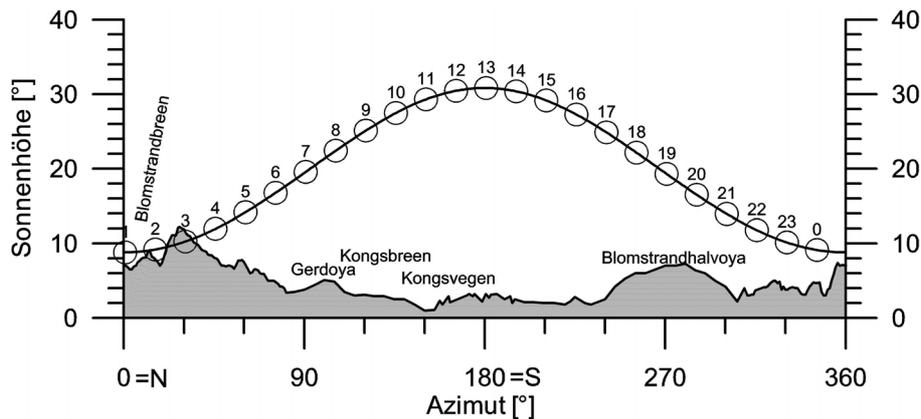


Abbildung 3.2: *SEBISUP02*: Sonnenhöhe (schwarze Linie) für die *SEBISUP02*-Position am 20.05.2002. Die beschrifteten Kreise geben die Ortszeit (= Messzeit) an.

Aufgrund seiner klimatischen und logistischen Bedingungen (Versorgung über Ny-Ålesund) eignet sich der Kongsfjord hervorragend als Freiluftlabor für unterschiedlichste Prozessstudien. Ergebnisse der *SEBISUP*-Expeditionen lassen sich daher in vielerlei Hinsicht auf thermodynamisch gewachsenen (zum Teil mehrjähriges) Meereis der Arktis bzw. Antarktis übertragen. Dies gilt vor allem für lokale und kleinskalige Prozesse des Meereises und seiner Schneeeauflage. Sicherlich ist eine Verallgemeinerung von großskaligen Schnee- und Meereiseigenschaften nicht ohne weiteres möglich, da wesentliche Vorgänge, wie z. B. die Presseisrückenbildung, nicht vergleichbar stattfinden und sich atmosphärische Bedingungen, die hier von der Fjordlage mitbestimmt werden, unterscheiden.

Das Hauptaugenmerk der *SEBISUP*-Kampagnen lag auf der Beschreibung und Analyse der Aufeisbildung in Abhängigkeit atmosphärischer Randbedingungen. Dabei diente *SEBISUP02* einer allgemeinen Beschreibung von Schnee- und Meereisprozessen während des Übergangs von winterlichen zu sommerlichen Wetterbedingungen (Kap. 4.2). *SEBISUP03* hatte die Beobachtung gleicher Vorgänge unter anderen Witterungsbedingungen zum Ziel (Kap. 4.3).

Eine zusätzliche Beschreibung von Festeseigenschaften des Kongsfjordes sowie Ergebnisse verschiedenster Feldmessungen sind Gerland *et al.* (1999b), Gerland *et al.* (1999a), Gerland *et al.* (2004) und Winther *et al.* (2004) zu entnehmen.

3.1.2 Weddellmeer 2004/05 (*ISPOL*)

Die dritten Feldarbeiten, welche zur Datengrundlage dieser Arbeit beitragen, fanden im Rahmen der Ice Station *POLarstern* (*ISPOL*) mit dem Forschungseisbrecher *Polarstern* vom 06.11.2004 bis zum 19.01.2005 statt. Hauptziel dieser internationalen und interdisziplinären Expedition war die Beobachtung biologischer und physikalischer Veränderungen der Eiseigenschaften als Funktion der Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Meereis und Ozean im westlichen Weddellmeer. Das Kernstück der Expedition bildete vom 28.11.2004 (54,84°W, 68,21°S) bis 02.01.2005 (55,41°W, 67,36°S) eine 35-tägige Driftstation mit einer Meereisscholle, die eine Gesamtstrecke

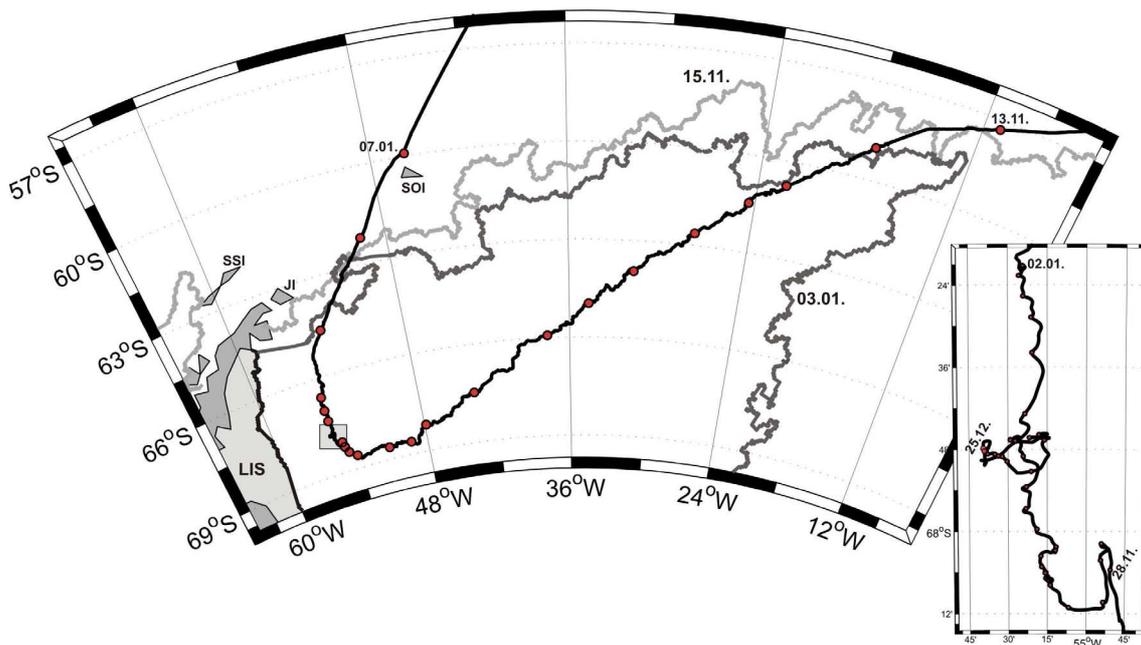


Abbildung 3.3: Kursplot der *ISPOL*-Expedition. In der großen Abbildung ist die Fahrtroute zwischen dem 13.11.2004 und 07.01.2005 dargestellt, die kleine Abbildung zeigt die eigentliche Drift vom 28.11.2004 bis 02.01.2005 und weist explizit die Position am 25.12.2004 aus, an der ein Großteil der Scholle zerbrochen ist. Die Punkte entlang der Fahrtroute geben die Positionen um 12:00 Uhr an. Die An- und Abfahrt von bzw. nach Kapstadt sind nicht dargestellt. Die grauen Linien zeigen die Meereiskanten aus SSMI/I-Daten vom 15.11.2004 bzw. 03.01.2005. Abkürzungen: JI: Joinville Insel, LIS: Larsen Schelfeis, SOI: Süd-Orkney Inseln, SSI: Süd-Shetland Inseln.

von 288 km (ermittelt aus Positionsaufzeichnungen im 5 min Intervall) zurück gelegt hat (Abb. 3.3). Die netto Süd-Nord Versetzung betrug aufgrund mehrerer windbedingter Driftschleifen nur 98 km. Die gemeinsame Drift des Schiffs, das als Unterkunft und Labor diente, mit der Scholle ermöglichte eine kontinuierliche Beobachtung und Beprobung von Schnee, Eis und Wasser ein und der selben Scholle im Verlauf des antarktischen Frühlings.

Zu Beginn erstreckte sich die Ankerscholle über ca. 10×10 km, zerbrach jedoch am 02.12.2004 in eine Vielzahl von Teilschollen, sodass sich die Größe der Hauptscholle auf $1,5 \times 1,5$ km reduzierte. Während eines zweiten großen Auseinanderbrechens zerfiel die Hauptscholle erneut und wies ab dem 25.12.2004 nur noch $0,7 \times 0,8$ km auf, die dann für die restliche Driftzeit erhalten blieb. Aufgrund dieser Ereignisse mussten vereinzelte Stationen zwischendurch geborgen werden, was zu Datenlücken innerhalb kontinuierlicher Registrierungen führte. Das Luftfoto in Abbildung 3.4 zeigt die Ankerscholle mit Polarstern nach dem 02.12.2004. Außerdem ist das abgebrochene Messfeld Patch 6 (P6) zu erkennen, das bereits nach kurzer Zeit nur noch über flexible Brücken, per Boot oder per Helikopter erreicht werden konnte. Die Meereis- und Schneebedeckung der *ISPOL*-Region setzte sich aus verschiedenen Regimen zusammen, die im Ergebnisteil (Kap. 4.4) beschrieben werden.

Die Messungen fanden auf unterschiedlichen Teilen der *ISPOL*-Scholle statt. Hier werden Ergebnisse von P5, P6, P8 und P9 vorgestellt, wobei die Bezeichnung der

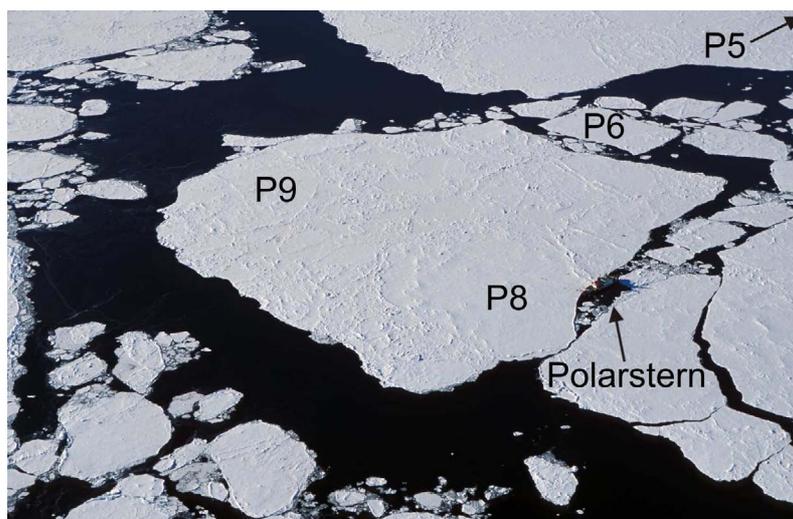


Abbildung 3.4: Luftaufnahme der *ISPOL*-Scholle nach dem ersten signifikanten Zerbrechen vom 02.12.2004. Polarstern ankert an Schollenteil Patch 8 (P8) der Hauptscholle. Die Schollenteile P5 und P6 sind bereits von der Hauptscholle abgebrochen und nur noch per Boot oder Helikopter zu erreichen, wobei sich P5 außerhalb des Bildes befindet (Foto: I. Arndt).

Messfelder allgemeingültig an Bord festgelegt wurde, um Vergleiche der Arbeiten verschiedener Gruppen zu erleichtern. Die Entfernung zwischen Polarstern und Wetterstation (Kap. 3.2) betrug bis zum 25.12.2004 ca. 5 km (P6, Abb. 3.4), nach dem Versetzen der Wetterstation und dem Verholen von Polarstern ca. 0,5 km.

Die *ISPOL*-Messungen erfolgten ebenfalls größtenteils am Polartag. Für alle Feldmessungen wurde UTC verwendet, die der wahren Ortszeit um ca. 5 Stunden folgte, sodass das Strahlungsmaximum während der Drift gegen 17:00 Uhr eintrat. Dies ist beim direkten Vergleich mit *SEBISUP*-Daten zu beachten.

3.2 Meteorologische Messungen

Kontinuierliche Messungen der Oberflächenenergiebilanz wurden durchgeführt, um den Energieeintrag aus der Atmosphäre in den Schnee zu quantifizieren und die beobachteten Veränderungen innerhalb des Schnees und des darunter befindlichen Meereises beschreiben zu können. Darüber hinaus wurden die Messungen zur Validierung und zum Antrieb des numerischen Modells verwendet (Kap. 7.1 und 7.2). Die von oben in den Schnee eingebrachte Energie führt zu irreversiblen Veränderungen der Dichte, Feuchte, Korngröße und damit verbundenen Stratigraphie. Diese Schneeeigenschaften kontrollieren wiederum Flüsse (hier vor allem Wärme und Feuchte) innerhalb des Schnee–Meereis–Systems.

Zur Messung der atmosphärischen Randbedingungen wurde bei jeder Expedition eine Strahlungs- und Wetterstation auf dem Meereis errichtet (Abb. 3.5), welche in den beiden folgenden Abschnitten beschrieben wird.

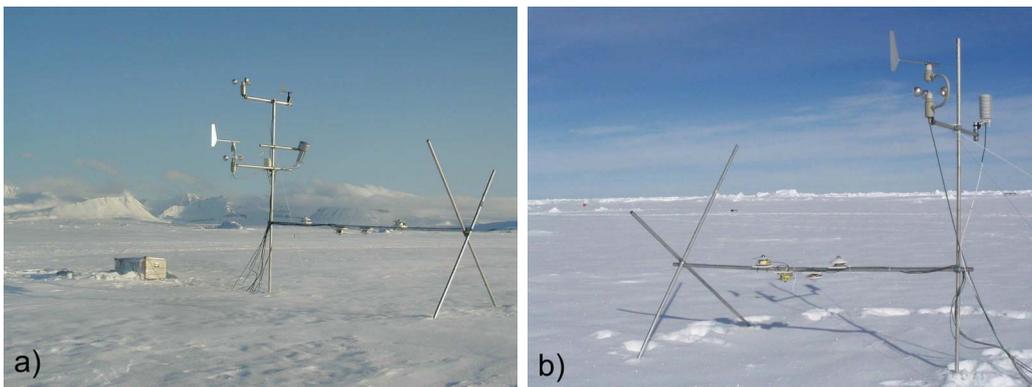


Abbildung 3.5: Wetter- und Strahlungsstation während (a) *SEBISUP03* und (b) *ISPOL*. Der Stationsaufbau bei *SEBISUP02* unterschied sich in Art und Anordnung der Sensoren (Tab. 3.1).

Strahlungsmessungen:

Einfallende ($S\downarrow$) und reflektierte ($S\uparrow$) Globalstrahlung wurden jeweils mit Kipp & Zonen (Delft, Niederlande) CM 22 Pyranometern im Wellenlängenbereich $0,2 \mu\text{m}$ bis $3,6 \mu\text{m}$ gemessen. Während *SEBISUP02* wurde zusätzlich die diffuse Himmelsstrahlung mit einem Kipp & Zonen CM 11 Pyranometer im Wellenlängenbereich von $0,305 \mu\text{m}$ bis $2,8 \mu\text{m}$ aufgezeichnet, wobei die Abschattung durch einen Schattenring Kipp & Zonen CM 121 erfolgte. Da diffuse Strahlung jedoch nicht zum Verständnis der untersuchten Schneeprozesse beitragen konnte, wurde im Folgenden auf die abgeschattete Messung verzichtet. Zusätzlich vereinfachte die Maßnahme den Messaufbau und schloss einen möglichen Störfaktor für die benachbarten Sensoren aus. Auch werden die Ergebnisse nicht weitergehend in der Arbeit diskutiert.

Die Messung der langwelligen Aus- ($L\uparrow$) und Gegenstrahlung ($L\downarrow$) erfolgte jeweils mit einem Eppley (Newport, USA) PIR–Pyrgeometer im Wellenlängenbereich von $3,5 \mu\text{m}$ bis $50 \mu\text{m}$. Eine Kalibration der Instrumente fand jeweils vor und nach ihrem Einsatz durch das Weltstrahlungszentrum (Davos, Schweiz) statt. Die Geräte wiesen keine Drift auf.

Alle Strahlungssensoren wurden 1 m über der Schneeoberfläche installiert und das Messintervall betrug während der drei Expeditionen jeweils 10 s, wobei bereits im Datenlogger (CR7, Campbell Scientific Inc., USA) je 30 Messwerte auf 5 min Intervalle gemittelt wurden.

Unterbrechungen der Zeitserien einzelner Sensoren sind zumeist auf die sehr fehleranfällige Verkabelung am Datenlogger zurückzuführen. Dies gilt insbesondere für die Registrierung der langwelligen Strahlungskomponenten während *SEBISUP02*, als die Behebung der Ursache zwei Tage beanspruchte. Spätere Fehlfunktionen konnten jeweils beim nächsten Stationsbesuch behoben werden und dauerten somit nur einige Stunden. Aufgrund des Auseinanderbrechens der *ISPOL*-Scholle am 02. und 25.12.2004 musste die Station zweimal versetzt werden, was ebenfalls Datenlücken in der ansonsten kontinuierlichen Aufzeichnung zur Folge hatte.

Strahlungsmessungen auf schneebedecktem Meereis sind insbesondere unter sommerlichen Bedingungen schwierig, da es eine Reihe methodischer Fehlerquellen gibt, die nicht ganz vermieden werden können:

- Die gesamte Station musste mehrfach während der Beobachtungszeiträume neu ausgerichtet werden, um das (ungleichmäßige) Einschmelzen des Gestells in das Meereis zu kompensieren, welches zu einer Absenkung und Neigung der Sensoren führte.
- Sowohl während des Aufbaus als auch bei nachfolgenden Arbeiten (Nivellierung und Reinigung der Sensoren) an der Wetter- und Strahlungsstation wurde darauf geachtet, dass die umliegende und vor allem die unter den Sensoren befindliche Schneeauflage nicht bzw. so wenig wie möglich beeinträchtigt wurde. Etwaige Fußspuren beeinträchtigen aufwärts gerichtete Strahlungsflüsse, da der komprimierte Schnee (1.) andere Reflexionseigenschaften besitzt, (2.) künstliche Senken bildet, in denen sich Schmelzwasser oder Driftschnee ansammeln können und (3.) einen anderen Schmelzverlauf aufweist.
- Aufgrund einer begrenzten Versorgungsmöglichkeit der Station mit Energie mußte auch auf eine Ventilation mit angewärmter Luft der Geräte verzichtet werden, sodass vor allem während *ISPOL* Vereisungen auftraten. Diese Vereisungen wurden vermehrt in der ersten Hälfte der Expedition unter Niederschlag und kalten Temperaturen beobachtet.

Eine Fehlerabschätzung der Strahlungsmessungen erfolgt in Kapitel 4.5, indem die meteorologischen Messungen mit den Ergebnissen der Schneeuntersuchungen verglichen werden. Insgesamt kann die Datenqualität der Strahlungs- und Wetterstationsdaten aufgrund der häufigen Wartung als sehr gut bezeichnet werden. Insbesondere, da das Ziel der Messungen keine detaillierte Analyse einzelner meteorologischer Ereignisse war, sondern die Bilanzierung und Betrachtung zeitlicher Mittelwerte im Vordergrund standen.

Messungen der Wetterstation:

Neben der Strahlungsstation wurde auf allen drei Expeditionen eine automatische Wetterstation (AWS) zur Messung von Lufttemperatur (T_{air}), Luftfeuchtigkeit (rh), Windgeschwindigkeit (v) und Windrichtung (ϕ) errichtet. Die einzelnen Sensoren

stammen von Thies–Clima (Göttingen, Deutschland) bzw. Vaisala (Vantaa, Finnland) und sind in Tabelle 3.1 mit genauer Typenbezeichnung, einzelnen Messhöhen sowie Angaben zum Datenumfang zusammengefasst.

Tabelle 3.1: Konfiguration der Wetterstationen während der verschiedenen Expeditionen. Angegeben sind die jeweiligen meteorologischen Parameter, Sensortypen, Messhöhe über Schnee (z) sowie Zeitraum und Intervall (Δt) der Registrierung. Fußnoten: ^{*1} Thies–Clima, ^{*2} Vaisala, ^{*3} Ausfall wegen Defektes des Sensors, ^{*4} Ausfall wegen fehlerhafter Verkabelung, ^{*5} Abbau der Station wegen Zerfalls der Eisscholle.

Parameter	z [m]	Sensortyp	Δt [min]	Zeitraum [Tag]
SEBISUP02 20.05.2002 – 03.06.2002				
T_{air}, rh	2,0	Hygro–Thermogeber, unbelüftet (1.1005.54.000) ^{*1}	10	140,67 – 154,50
v	2,0	Schalensternanemometer (4.3515.30.009) ^{*1}	10	s. o.
ϕ	2,5	Windfahne (4.3124.30.009) ^{*1}	10	s. o.
SEBISUP03 16.05.2003 – 03.06.2003				
T_{air}	2,0	Temperaturgeber, belüftet (2.1265.22.000) ^{*1}	5	136,75 – 154,43
T_{air}, rh	2,0	Hygro–Thermogeber, unbelüftet (1.1005.54.000) ^{*1}	5	136,75 – 150,74 ^{*4} 152,39 – 154,43
v	2,0	Schalensternanemometer (4.3303.22.007) ^{*1}	5	136,75 – 141,51 ^{*3}
v	3,0	Schalensternanemometer (4.3303.22.007) ^{*1}	5	136,75 – 154,43
ϕ	2,0	Windfahne (4.3125.32.040) ^{*1}	5	s. o.
ϕ	3,0	Windfahne (4.3124.30.009) ^{*1}	5	s. o.
ISPOL 29.11.2004 – 01.01.2005				
T_{air}, rh	2,0	Hygro–Thermogeber, unbelüftet (HMP233) ^{*2}	5	334,71 – 337,63 ^{*5} 338,65 – 360,64 ^{*5} 362,62 – 001,88
v	2,0	Schalensternanemometer (4.3336.21.000) ^{*1}	5	s. o.

Die Konfiguration der Wetterstation unterscheidet sich für einzelne Expeditionen basierend auf Erfahrungen der vorangegangenen Kampagne. So wurden während der ersten Expedition alle, für die Bestimmung turbulenter Flüsse (Kap. 3.2) notwendigen Parameter gemessen. Als Qualitätskontrolle wurden mehrmals täglich ergänzende Messungen mit einem handbetriebenen Aspirations–Psychrometer nach Assmann durchgeführt. Die Vergleichsmessungen zeigen, dass der Einfluss einfallender kurzwelliger Strahlung auf Temperaturmessungen so groß ist (Abb. 4.3d), dass Messungen mit unbelüfteten Geräten bei geringen Windgeschwindigkeiten ($v < 2 \text{ m s}^{-1}$) und hoher Globalstrahlung ($S_{\downarrow} > 200 \text{ W m}^{-2}$) unbrauchbar sind. Entsprechend wurden für alle weiteren Analysen des Jahres 2002 ausschließlich die an der Koldewey–Station gewonnenen Temperaturen verwendet, da diese deutlich besser mit den belüfteten Handmessungen übereinstimmten (Abb. 4.3d). Im Folgejahr wurden dann auf dem Eis sowohl mit belüfteten als auch unbelüfteten Sensoren die Lufttemperatur gemessen. Der Vergleich in Abbildung 4.11d belegt das obige Ergebnis, wobei darüber hinaus deutlich wird, dass eine Korrektur der unbelüfteten Werte nicht möglich

ist, sodass weiterhin nur belüftete Werte verwendet werden können. Es sei nochmals darauf hingewiesen, dass die Belüftung eine zusätzliche Energieversorgung erfordert, welche vor allem bei Feldmessungen nicht immer gewährleistet werden kann.

Die Registrierung von Windrichtung und -geschwindigkeit in 3,0 m Höhe während *SEBISUP03* brachte keine zusätzlichen Erkenntnisse bezüglich der Schneeeigenschaften, sodass das Messprogramm während *ISPOL* wieder reduziert wurde. Ebenfalls wurde während der Driftstation auf eigene Windrichtungs-Messungen verzichtet, da diese routinemäßig auf Polarstern durchgeführt werden (Kap. 3.5). Basierend auf den oben beschriebenen Erkenntnissen war die Messung der Lufttemperatur während *ISPOL* mit einem belüfteten Pt-100 geplant, konnte jedoch aufgrund eines Gerätefehlers nur mit einem nicht belüfteten Sensor durchgeführt werden. Der Vergleich mit der auf Polarstern in 39 m Höhe gemessenen Lufttemperatur zeigt jedoch, dass aufgrund ausreichend großer Windgeschwindigkeiten nur geringe Unterschiede zwischen beiden Messungen auftreten (Abb. 4.18d). Daher beziehen sich alle Auswertungen auf die auf dem Eis gewonnenen Daten.

Neben den Strahlungsfehlern bei Temperaturmessungen beeinflussen auch die anderen, oben beschriebenen, Fehlerquellen die meteorologischen Messungen über Schnee, sind aber für die Wetterdaten von geringerer Bedeutung. Ebenfalls identisch sind die Ursachen von Datenlücken während der Beobachtungszeiträume, da beide die gleiche Stromversorgung und den gleichen Datenlogger verwendeten.

Oberflächenenergiebilanz, -temperatur und -albedo:

Die Energiebilanz an der Grenzfläche zwischen Schnee und Atmosphäre wird als Oberflächenenergiebilanz bezeichnet und kann folgendermaßen aufgestellt werden:

$$0 = Q_S + Q_L + Q_T + Q_K + Q_R + Q_M. \quad (3.1)$$

Hierbei beschreiben die einzelnen Terme die kurzwellige ($Q_S = S \downarrow - S \uparrow$) und langwellige ($Q_L = L \uparrow - L \downarrow$) Strahlungsbilanz, turbulente atmosphärische Flüsse $Q_T = q_s + q_l$, die sich aus fühlbaren (sensiblen) q_s und latenten q_l Wärmeflüssen zusammensetzen, den Wärmefluss durch Wärmeleitung aus dem Schnee Q_K , die durch Niederschlag eingebrachte Energie Q_R und den innerhalb des Schnees freigesetzten bzw. verbrauchten latenten Wärmestrom Q_M . Den Hauptfragestellungen dieser Arbeit entsprechend sind alle zur Grenzfläche gerichtete Flüsse positiv. Entsprechend bedeuten alle abwärts gerichteten atmosphärischen Flüsse einen Energieeintrag in den Schnee und alle Flüsse aus dem Schnee in die Atmosphäre eine Energieabgabe. Da Q_R im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht gemessen werden konnte und auch nur geringfügige Niederschläge beobachtet wurden, wird dieser Beitrag nicht berücksichtigt. Die Wärmeleitung innerhalb des Schnees wird umfangreich innerhalb der Schneemessungen behandelt, indem vielfältige Temperaturmessungen den Temperaturgradienten des Schnees bestimmen. Diese Messungen beinhalten automatisch den Ozeanwärmestrom Q_O , der daher nicht gesondert betrachtet wird. Denn auch wenn der Ozeanwärmestrom, vor allem in der Antarktis, einen wesentlichen Beitrag zur zeitlichen Entwicklung des Meereises liefert und die gleiche Größenordnung wie der atmosphärische Energiefluss aufweist, wirkt er sich nur auf den Temperaturgradienten und damit vernachlässigbar auf die Schneeeigenschaften und die Schnee-Eis-Grenzflächentemperatur aus. Letztere stehen im Fokus dieser Untersuchungen und werden durch den Energieeintrag aus der Atmosphäre dominiert. Diese Dominanz

wird unter anderem anhand des Temperaturminimums innerhalb des Meereises offensichtlich (Kap. 4.2 bis 4.4). So wirkt sich der ozeanische Wärmestrom vorwiegend auf die Erwärmung und eventuell auftretendes basales Schmelzen des Meereises aus und der Netto-Energiefluss aus der Atmosphäre bestimmt die Schnee- und oberen Meereiseigenschaften. Der Energiefluss in den Schnee kann damit vereinfacht als

$$Q = Q_M = Q_S + Q_L + Q_T \quad (3.2)$$

geschrieben werden und wird im Folgenden als Oberflächenenergiebilanz bezeichnet.

Die kurzweilige Strahlungsbilanz kann auch als $Q_S = (1 - \alpha)S\downarrow$ geschrieben werden und verdeutlicht so die besondere Bedeutung der integralen Albedo, des Oberflächen-Reflexionsvermögens

$$\alpha = \frac{S\uparrow}{S\downarrow}. \quad (3.3)$$

Ein geringes Absinken der Albedo (z. B. um 0,10) kann unter starker solarer Einstrahlung zu einer Verdopplung von Q_S führen und damit Q wesentlich erhöhen. Warren (1982) und Perovich (1996) geben detaillierte Zusammenfassungen über das Reflexionsvermögen und andere optischen Eigenschaften von Schnee und Meereis (vgl. Kap. 2.1).

Die Gegenstrahlung repräsentiert die Wolkentemperatur und wird vor allem durch die Bewölkung dominiert. So ist sie an bedeckten Tagen deutlich größer (315 W m^{-2}) als an wolkenfreien (engl.: *clear sky*) Tagen (200 W m^{-2}).

Bei der Betrachtung der turbulenten Flüsse wurden die fühlbaren q_s und latenten q_l Wärmeflüsse berücksichtigt, deren Berechnung nach Launiainen und Cheng (1995) aus den Messungen von T_{air} , rh und v erfolgte. Zusätzlich ging die Oberflächentemperatur ein, die aus der langwelligen Ausstrahlung errechnet wurde:

$$T_{surf} = \sqrt[4]{\frac{L\uparrow - (1 - \epsilon)L\downarrow}{\epsilon\sigma}}. \quad (3.4)$$

Hierbei bezeichnet ϵ die (thermische) Emissivität der Schneeoberfläche, welche als 1,0 angesetzt wird (G. König-Langlo, pers. Mitteilung), und σ die Stefan Boltzmann-Konstante ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$). Die so errechneten Werte zeigen, dass T_{surf} vor allem bei Strahlungswetter und Lufttemperaturen um den Gefrierpunkt stark fehlerbehaftet war und Werte $> 0,0 \text{ }^\circ\text{C}$ ergab, was physikalisch nicht sinnvoll ist. Daher wurden zur Berechnung der turbulenten Flüsse alle $T_{surf} > 0,0$ auf $0,0 \text{ }^\circ\text{C}$ gesetzt. Eine ausführlichere Betrachtung dieser Problematik wird anhand der ISPOL-Messungen in Kapitel 4.4 durchgeführt.

Es sei zusätzlich angemerkt, dass diese Berechnung, auf der Monin-Obukhov-Theorie beruht und allgemein keine sehr genaue und zuverlässige Methode ist, um turbulente atmosphärische Flüsse zu bestimmen. Jedoch ist dies die einzige Möglichkeit, um Q_T aus derartigen Feldmessungen zu ermitteln. Liegen dagegen zusätzliche Messungen der fühlbaren Wärmeflüsse mit Hilfe von Ultraschallanemometern über die Eddy-Kovarianz-Methode vor, kann die Oberflächentemperatur auch hieraus abgeleitet werden. Dieses Vorgehen wurde von Launiainen *et al.* (2006) während ISPOL angewandt.

3.3 Messung und Analyse der Eigenschaften von Schnee

Das Kernstück aller Feldarbeiten bildeten glaziologische Untersuchungen der Schneeaufgabe und des darunter befindlichen Meereises. Die hier vorgestellte Arbeit zeichnet sich in dieser Hinsicht vor allem durch das breite Methoden-Spektrum aus, welches notwendig ist, um die Schmelz- und Wiedergefrierprozesse im Detail verstehen und quantifizieren zu können. Des Weiteren wird die allgemeine Problematik von glaziologischen bzw. (geo-) physikalischen Messungen unter sommerlichen Bedingungen diskutiert, da diese nahe des Gefrierpunktes stattfinden und somit deutlich schwieriger sind als selbige im Winter.

Die Messprofile zur Bestimmung von Schneeeigenschaften wurden bis auf wenige Ausnahmen, wenn Wetter- oder Eisbedingungen ein Erreichen unmöglich machten, täglich aufgesucht. Die Zeitserien einzelner Parameter wurden abhängig von äußeren Bedingungen in variablen Intervallen gemessen. Diese reichten von einzelnen Tageswerten bis zu stündlichen Messungen, die Aussagen über den Tagesgang innerhalb des Schnees erlauben. Während *ISPOL* gab es im Gegensatz zu beiden *SEBISUP* Kampagnen mehrere Messfelder, welche sich durch unterschiedliche mittlere Schnee- und Eisdicken auszeichneten. Die Messfelder lagen benachbart zur oben beschriebenen meteorologischen Station und bestanden aus einem 50 m Profil, welches abhängig von den Veränderungen im Schnee alle 3 bis 5 Tage um ca. 5 m parallel verschoben wurde, um so wieder eine unbeeinträchtigte Schneeaufgabe vorzufinden (Abb. 3.6a). Bei der Auswahl der Messfelder wurde darauf geachtet, dass sie auf ebenen Flächen (engl.: *level ice*) angesiedelt waren und keine signifikanten Inhomogenitäten, etwa durch Presseisrücken oder Sastrugi, aufwiesen. Die zentralen Messungen wurden durch Erhebungen im Umfeld ergänzt, um lokale Variationen abschätzen zu können.

Schneedicke:

Die Schneedicke wurde mit einem Massstab (Tuch-Elle) in 1 m Intervallen entlang des Profils gemessen, wobei der Mittelwert aus den 51 Ablesungen den Tageswert der Schneedicke ergab. Die Messungen fanden während *SEBISUP*, wo schnellere Veränderungen erwartet wurden, täglich und während *ISPOL*, bei geringer erwarteten Veränderungen, ein bis zwei mal pro Woche und Profil statt.

Schwierigkeiten traten auf, wenn Eislagen innerhalb des Schnees verhinderten, dass mit dem Holzstab bis zur Meereisoberseite durchdrungen werden konnte. Dies führte zu einer sehr inhomogenen Schneedickenverteilung mit einer scheinbar geringen Schneedicke. In diesem Fall wurde die mittlere Schneedicke unter Verwendung von Stratigraphieinformationen ermittelt, indem offensichtlich zu geringe Schneedicken aus der Mittelwertbildung ausgeschlossen wurden. Eine weitere Mehrdeutigkeit trat auf, als sich auf dem Meereis eine Slush- oder Aufeissschicht bildete, da diese zumeist ohne zusätzliche Schneeschächte nicht zu identifizieren waren.

Schneetemperatur:

Tägliche Messungen von Schneetemperaturen wurden während aller Expeditionen mit einer zeitlichen Auflösung von 3 bis 24 Stunden durchgeführt. Zumeist wurden direkt aufeinanderfolgend drei vertikale Temperaturprofile entlang des Messprofils durchgeführt. Zur Messung wurde ein Schneeschacht ausgehoben, der mindestens

um die doppelte Schneedicke von vorherigen Schächten entfernt war, um Störungen der vertikalen Temperaturprofile durch benachbarte Schneeschächte auszuschließen (Abb. 3.6a). Als Sensoren dienten Pt-100 bzw. Pt-1000 Handgeräte mit Messgenauigkeiten $< 0,1 \text{ }^\circ\text{C}$, welche horizontal ca. 10 cm weit in den Schnee gesteckt wurden. Hierbei wurde der Sensor von direkter Sonneneinstrahlung abgeschattet, um Strahlungsfehler weitestgehend zu vermeiden.

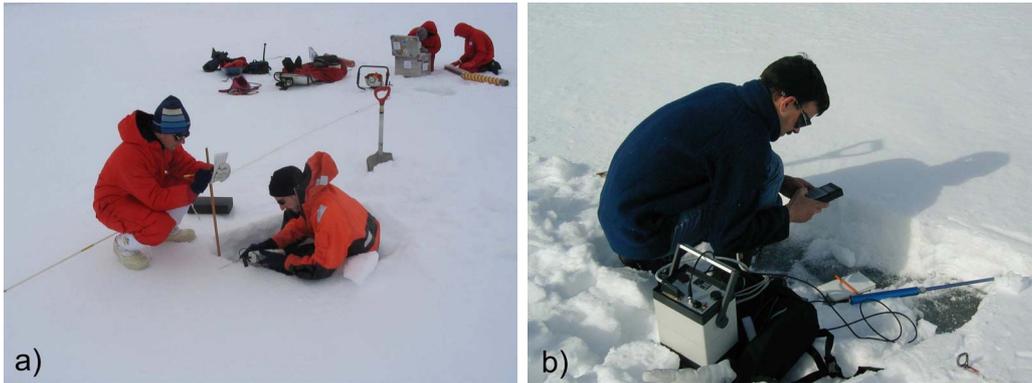


Abbildung 3.6: (a) Messung von Schneetemperaturen während *ISPOL*. Entlang des abgesteckten Profils (s. Maßband) werden alle im Text beschriebenen Untersuchungen der Schneeauflage durchgeführt. Das Bild zeigt manuelle Temperaturmessungen mit einem Einstechthermometer. (b) Feldmessungen der Feuchte und Dichte des Schnees mit der Snow Fork in einem ca. 30 cm tiefen Schneeschacht. Die Messung fand am 21.05.2002 (*SEBISUP02*) statt, als die Schneeauflage noch winterliche Eigenschaften besaß.

Während *SEBISUP02* wurde eine automatische Registrierung von Schneetemperaturen mit 10 vertikal (zwischen $z = 0 \text{ cm}$ und $z = 19,5 \text{ cm}$, bei $z_s = 23 \text{ cm}$) angeordneten Pt-1000 Elementen durchgeführt, um den stark ausgeprägten Tagesgang der Temperatur im Schnee zu erfassen. Dies ist allerdings nur unter winterlichen Bedingungen möglich, da ansonsten derart starke Strahlungsfehler auftreten, dass sich die Sensoren freischmelzen, selbst wenn sie weiß und abgeschattet sind. Da Beobachtungen unter sommerlichen Bedingungen jedoch im Mittelpunkt der Arbeit stehen, wurden auf den folgenden Expeditionen nur manuelle Messungen von Schneetemperaturen durchgeführt.

Schneedichte und –massenbilanz:

Messungen der Schneedichte erfolgen einerseits volumetrisch mit Hilfe von Dichterrohren oder Schneeböcken und andererseits über dielektrische Eigenschaften des Schnees mit einer Toikka Snow Fork (Espoo, Finnland Sihvola und Tiuri, 1986). Letztere werden im Zusammenhang mit der Feuchte im nächsten Abschnitt erläutert.

Bei der Messung mit einem Dichterrohr wurde dieses horizontal in den Schnee gedrückt, rundherum ausgestochen und der darin enthaltene Schnee, je nach Rohr ca. 490 cm^3 , gewogen. Die Genauigkeit dieses Verfahrens ist für vergleichsweise homogenen Schnee mit mittleren Dichten (ca. $200 \text{ kg m}^{-3} < \rho < 500 \text{ kg m}^{-3}$) sehr hoch, ist jedoch für sehr lose Schneeschichten sowie Eislagen schwierig, da die Probenahme nur unter Zerstörung der Schichtung erfolgen kann und damit das ausgestochene

Volumen nur ungenau bekannt ist. Teilweise ist eine Dichtemessung gänzlich unmöglich, da mit dem Rohr weder dünne Schneelagen zwischen Eisschichten noch Eisschichten direkt beprobt werden können. Aufgrund der hier häufig auftretenden stark inhomogenen Stratigraphie wird die Ungenauigkeit mit ca. 10 % angenommen und die Diskussion auf vertikale Mittelwerte beschränkt.

Bei einigen Feldmessungen wurden Schneeblöcke mit einer Grundfläche von $0,5 \times 0,5$ m von der Schneeoberseite bis zur Schnee–Eis–Grenze zur Bestimmung der Schneedichte und –masse verwendet. Als Dicke dieses Schneeblocks wurde der Mittelwert der Schneedicke an allen vier Ecken verwendet, sodass das Volumen möglichst genau bekannt ist. Dieser Block wurde anschließend präzise ausgestochen und in Teilen gewogen, um die Gesamtmasse und die mittlere Dichte zu bestimmen. Der Vorteil dieser vertikal integrierenden Methode liegt darin, dass alle Eislagen und losen Schichten eingeschlossen und korrekt in Massen– und Dichtebilanz enthalten sind. Teilweise war es zusätzlich möglich, obere Schneeschichten von unteren (Auf–) Eisschichten zu trennen, und beide Massen und Dichten separat zu bestimmen.

Schneefeuchte:

Feuchtemessungen erfolgten zumeist im unmittelbaren Anschluss an die Temperaturmessungen im selben Schneeschacht mit einer Toikka Snow Fork (Espoo, Finnland Sihvola und Tiuri, 1986). Hierzu wurde die Messgabel an jedem Punkt horizontal in den Schnee gestochen und es wurden direkt aufeinander folgend drei Wiederholungsmessungen durchgeführt (Abb. 3.6b). Wenn es (stratigraphisch) möglich war, wurden ebenfalls die selben Messhöhen wie bei den Temperaturmessungen verwendet, um vergleichbare Profile zu erhalten.

Das Messprinzip der Snow Fork basiert auf den dielektrischen Eigenschaften des Schnees. So können über die Messung der (zentralen) Frequenz, Bandbreite und Dämpfung des Resonanzverhaltens eines Kondensators die Feuchte und Dichte berechnet werden (Sihvola und Tiuri, 1986). Da die Methode einen homogenen Raum um den Kondensator (die Messgabel) annimmt, liefert diese Methode sehr gute Ergebnisse für für homogene und nicht zu nasse Schneeauflagen bei einer hohen räumlichen Auflösung und einem hohen Messfortschritt. Dagegen sind Messungen in direkter Nachbarschaft von oder zwischen zwei Eislagen sehr fehlerhaft, sodass insbesondere bei einer inhomogenen und dünnen (< 50 cm) Schneeschicht die Ergebnisse der Einzelmessungen teilweise stark schwanken.

Aus diesem Grunde wurden die drei Feuchtwerte eines Messpunktes arithmetisch gemittelt und nur als Medianwert des Profils diskutiert. Diese Medianwerte beinhalten die teilweise starken Abweichungen, im Gegensatz zu Mittelwerten, nur indirekt und weichen bei guten Messungen nur wenig vom Mittelwert ab. Insgesamt wird die Ungenauigkeit der Snow Fork auf ca. $1 \%_{vol}$ abgeschätzt. Besonders groß sind die Ungenauigkeiten bei hohen Feuchten und hohen Dichten, da dann bereits kleine Messungenauigkeiten zu großen Fehlern in den abgeleiteten Größen Dichte und Feuchte führen. Dennoch ist es durch den Vergleich von vormittags und nachmittags Messungen möglich den Tagesgang der Feuchte zu erfassen (Kap. 7.2).

Stratigraphie und Korngröße des Schnees:

Während aller Feldmessungen wurden parallel zu den oben beschriebenen Schneemessungen auch stratigraphische Veränderungen aufgezeichnet. Sie resultieren aus den Beobachtungen innerhalb der Schneeschächte (Abb. 3.7a). Um die Schichtung in-

nerhalb der Schneeauflage besonders zu verdeutlichen, wurden in Einzelfällen Schneewände erstellt, wie sie auf dem Foto in Abbildung 3.7b zu erkennen ist. Im Allgemeinen wurden Beobachtungen aus mehreren Schneeschächten zusammengetragen, um lokale Variationen zu minimieren und die Bedingungen eines Zeitraums von 1 bis 4 Tagen zu beschreiben.

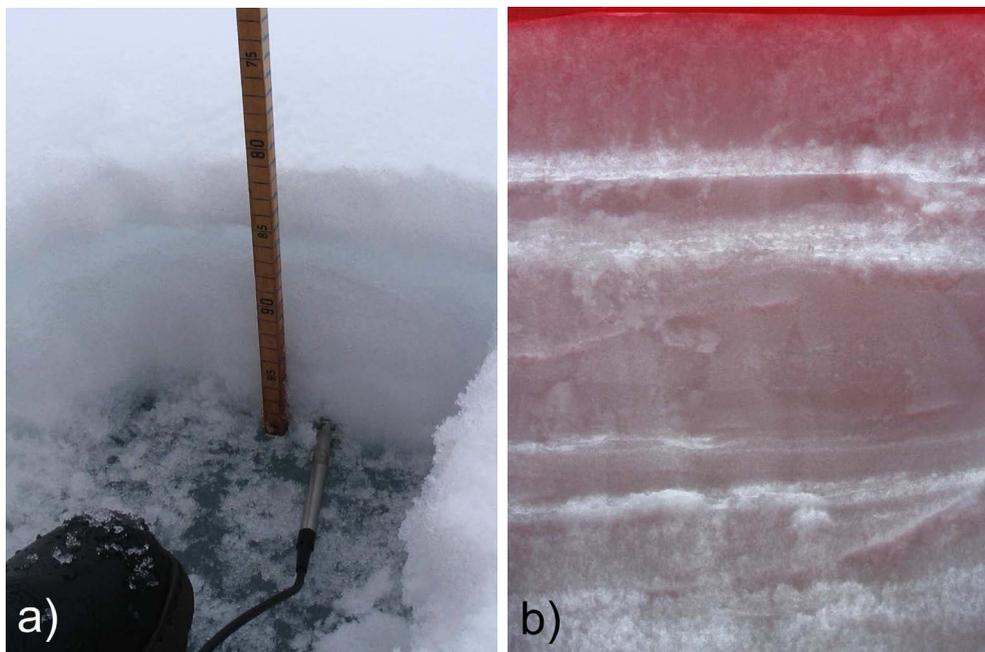


Abbildung 3.7: (a) Schneeschacht während *ISPOL* (05.12.2004) mit einer ausgeprägten Eisschicht 3 bis 5 cm unter der Schneeoberseite. Die Schneedicke beträgt 18 cm. (b) Wechsellagerung von Schnee und Eis bei einer Schneedicke (= Bildausschnitt) von 50 cm *ISPOL* (20.11.2004). Die Eisschichten sind transparenter und erscheinen im Durchlicht des Sonnenlichts heller als der Schnee. Die Schneewand reicht bis auf das Meereis herunter, ist ca. 5 cm dick und der Schneeschacht wurde oben mit einem orangefarbenen Tuch abgedeckt.

Um zu einer einheitlichen Darstellung und vergleichbaren Ergebnissen zu gelangen, wurden folgende, diskret eingeteilte Typen unterscheiden:

Neuschnee (jünger als 24 Stunden)	<i>new and recent snow</i>
Windkruste	<i>wind crust</i>
Weicher Schnee, trocken	<i>soft and moderate slab, dry</i>
Weicher Schnee, feucht / nass	<i>soft and moderate slab, wet</i>
Harter Schnee, gefroren	<i>hard slab</i>
Tiefenreif	<i>depth hoar</i>
Eis	<i>icy layer</i>
Aufeis	<i>polygonal ice layer</i>
Eis, verwittert	<i>deteriorated ice</i>
Slush, flüssig	<i>slush</i>
Slush, gefroren	<i>frozen slush</i>
Schichtlücke (geflutet oder hohl)	<i>gap layer</i>
Meereis	<i>sea ice</i>

Diese Diskretisierung orientierte sich an der Arbeit von Colbeck *et al.* (1990) zur Klassifikation von Schnee, ist jedoch wesentlich einfacher und bezieht sich mehr auf stratigraphische Einheiten als auf Schneekristalle. Ein besonders Augenmerk lag auf dem Korngrößenwachstum und der Ausbildung von Eislagen innerhalb des Schnees. Eine Unterscheidung von Eis und Aufeis erfolgte oftmals erst im Nachhinein anhand weiterer Messungen (Kap. 5). Im Allgemeinen zielen die Untersuchungen darauf ab, die Entwicklung gemessener physikalischer Parameter mit der Metamorphose der Schneeeauflage in Einklang bringen zu können.

Basierend auf den Ergebnissen der *SEBISUP*-Expeditionen erfolgte die Klassifikation während *ISPOL* direkt im Feld, während die verbalen Beschreibungen von *SEBISUP* erst im Nachhinein klassifiziert wurden. Dieses Schema hat sich für diese Messungen bewährt und sollte bei zukünftigen Feldmessungen zu ähnlichen Fragestellungen beibehalten werden, um die Ergebnisse besser vergleichen zu können. Bei der Auswertung von Stratigraphien ist auch zu beachten, dass eine gewisse Subjektivität nicht ausgeschlossen werden kann, da verschiedene, an den Expeditionen beteiligte Personen, diese Messungen durchgeführt haben.

Als Korngröße wurde, entsprechend der auch ansonsten üblichen Definition, der größte Durchmesser eines Schneekristalls bezeichnet. Die Messung erfolgte mit Hilfe eines Schneerasters und die angegebene Korngröße entspricht dem visuell ermittelten Modalwert der jeweiligen Schneeschicht.

Spektrale Albedo:

Da die Umwandlung von kurzwelliger Strahlungs- in Wärmeenergie größtenteils¹ (> 99 %) innerhalb der obersten 10 cm bis 20 cm der Schneeeauflage stattfindet, ermöglichen Messungen der spektralen Albedo detailliertere Aussagen über physikalische Eigenschaften des Schnees nahe der Oberfläche.

Die spektrale Albedo der Schneeoberfläche wurde mit einem tragbaren Spectron Engineering (Denver, USA) SE 590 Spektroradiometer, bestehend aus einer CE500 Analyseeinheit und einem CE390 Spektraldetektor, gemessen. Der Detektor erfasst einen kosinus-korrigierten Halbraum von 180°, diskretisiert in 256 Wellenlängen zwischen 396 nm und 1075 nm. Die Optik wurde an einem ca. 1,6 m langen Arm ca. 0,8 m über den Schnee gehalten, wobei die Gesamtapparatatur auf einem Stativ auflag (Abb. 3.8).

Die Messungen erfolgten mindestens ein Mal täglich zum Zeitpunkt des höchsten Sonnenstandes. Jede Messung bestand aus drei einfallenden (nach oben gerichteter Sensor) und drei reflektierten (nach unten gerichteter Sensor) Registrierungen, die innerhalb einer Minute aufgezeichnet und arithmetisch gemittelt wurden, um den Einfluss atmosphärischer Veränderungen so gering wie möglich zu halten. Da es während *SEBISUP03* und *ISPOL* Schwierigkeiten mit der Verkabelung und Stromversorgung gab, werden diese Daten hier nicht diskutiert.

Bei einem genauen Vergleich von spektraler und integraler Albedo bei *SEBISUP02* in Abbildung 4.9, fällt auf, dass die spektralen Albedowerte systematisch um ca. 0.1 über der integralen Albedo liegen, obwohl jeweils gleiche Messzeitpunkte verglichen

¹Diese Zahlen wurden mit der im Modell verwendeten Parametrisierung der Strahlungsabsorption für unterschiedliche Schneeeigenschaften errechnet



Abbildung 3.8: *SEBISUP03*: Messung der spektralen Albedo auf dem Kongsfjord.

werden und beide Messungen auf benachbarten, unberührten Schneeflächen durchgeführt wurden. Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass die CM22 Sensoren über einen größeren Wellenlängenbereich (300 bis 2600 nm) integrieren und das Reflexionsverhalten im Infrarot deutlich geringer als für Wellenlängen < 700 nm ist. Dennoch sind diese Ergebnisse aussagekräftig, da das Spektralalbedometer immerhin 75 % der insgesamt eingestrahlteten Energie erfasst.

Darüber hinaus kann nicht ausgeschlossen werden, dass die spektralen Messungen das wirkliche Reflexionsvermögen des Schnees überschätzen, wovon ihr relativer Verlauf aber offensichtlich unbeeinträchtigt bleibt. Während die Pyranometer vor und nach den Messkampagnen geeicht wurden und keine Gerätedrift aufwiesen, war eine derartige Kalibration des SE 590 nicht möglich. Abhilfe könnte durch die Verwendung eines Spektralalbedometers (z. B. des Typs Fieldspec; ASD, Boulder, USA) geschaffen werden, bei dem die Referenzmessung nicht gegen die einfallende Strahlung sondern gegenüber einer kalibrierten Referenzplatte erfolgt. Ein derartiges Gerät stand jedoch nicht zur Verfügung.

Farbstoffexperimente:

Zur Detektion und Quantifizierung von Schmelzwasser- und Feuchteflüssen innerhalb des Schnees wurden während *ISPOL* Experimente mit dem fluoreszierenden und sorptiven² Farbstoff Sulforhodamin B (SR, $C_{27}H_{29}O_7N_2S_2Na$) durchgeführt. SR wird zumeist in der Hydrogeologie verwendet und zeichnet sich durch seine hohe Stabilität gegenüber Sonneneinstrahlung und eine geringe Nachweisbarkeitsgrenze von $5 \cdot 10^{-6}$ mg l⁻¹ aus. Die hier beschriebene Methode wird im Folgenden, wie sonst auch üblich, als Tracerstudie bezeichnet und erlaubt Aussagen über die Permeabilität von Eis und Schnee sowie den zeitlichen Ablauf der Aufeisbildung. Freitag (1999) verwendet Tracerstudien zur Beschreibung von Schmelzwasserflüssen in arktischen Schmelztümpeln.

Zur Einfärbung wurden 250 ml einer 100 mg l⁻¹ SR-Lösung auf 1 m² Schnee gesprüht (Abb. 3.9), zuvor wurde die Lösung unter 2 °C gekühlt, um kein künstliches lokales Schmelzen hervorzurufen. Kontrollmessungen zeigten, dass mit dieser Methode anfänglich (< 30 min) nur die obersten 1 bis 2 cm der Schneeeauflage eingefärbt wurden. In der Folgezeit wurden in Intervallen von 6 Stunden bis 2 Tagen Ober-

²hier: Der gelöste Farbstoff lagert sich phasenübergreifend an die Wassermoleküle



Abbildung 3.9: *ISPOL*: Tracerfeld (1×1 m) unmittelbar nach Aufsprühen des Farbstoffes Sulforhodamin B.

flächenkerne, die den gesamten Schnee und die obersten Zentimeter des Meereises umfassten, aus dem Feld herausgebohrt oder –gesägt und an Bord von Polarstern mit einer vertikalen Auflösung von 2 cm zerlegt und geschmolzen. Die Messung der SR-Konzentration erfolgt umgehend mit einem Shimadzu RF-1501 Spektrofluorometer (Kyoto, Japan). Zusätzliche Informationen, auch über alternative Einfärbungen und die Verwendung eines alternativen Tracers, werden in Haas *et al.* (2006) gegeben. Zur Beurteilung, inwieweit das Aufsprühen des Tracers die Albedo und damit vor allem die lokale Oberflächenenergiebilanz beeinflusst, wurden Strahlungsmessungen über einem Tracerfeld durchgeführt. Diese waren jedoch aufgrund eines Fehlers am Datenlogger nicht erfolgreich, sodass derartige Messungen bei der nächsten Anwendung dieser Methode wiederholt werden sollten. Hier wird daher angenommen, dass die vorübergehende Einfärbung der Oberfläche einen zu vernachlässigenden Effekt hatte.

3.4 Untersuchungen von Meereis und Aufeis im Feld und im Eislabor

Neben der Messung von Schneeigenschaften bilden Analysen von Meereis bzw. Feisteis und Aufeis einen wesentlichen Bestandteil der praktischen Arbeiten, die gleichermaßen aus Feldarbeiten und (Eis-) Laboranalysen bestehen.

Im Feld wurden vor allem Eisdicken und Temperaturprofile gemessen und Proben zur anschließenden Analyse im Eislabor und zur Messung des Salzgehaltes gesammelt. Die Eislaborarbeiten fanden bei Temperaturen zwischen -25 und -15 °C statt und dienten in erster Linie der Analyse der Kristallstruktur, Porosität und Dichte. Während *ISPOL* konnten die Proben umgehend im schiffseigenen Eislabor verarbeitet werden. Ansonsten fand ihre Lagerung bei -25 °C statt, da so nachträgliche Veränderungen der internen Struktur vernachlässigt werden können.

Dicke von Meereis und Aufeis:

Die Bestimmung der Meereisdicke (z_{si}) erfolgte anhand von Bohrlochmessungen. Hierbei wurde zusätzlich das Freibord (fb), der daraus resultierende Tiefgang ($z_{si} - fb$) und die Schneedicke (z_s) bestimmt. Die Messung des Freibords ist notwendig, da der Wasserspiegel das einzig konstante Referenzniveau bildet, anhand dessen die durchaus komplexen Veränderungen der Eisdicke nachvollziehbar bleiben. Dies gilt vor allem dann, wenn sich Schichtlücken bilden, Aufeis entsteht und zwischen oberflächlichem und basalem Schmelzen unterschieden werden soll.

Die Messung der Aufeisdicke erfolgte zumeist durch die Erbohrung von Oberflächenkernen durch den Schnee bis in das Meereis. Hierzu eignete sich besonders ein Bohrer mit 15 cm Durchmesser, da die Einzelproben größer sind und die Stratigraphie weniger beeinträchtigt wird als mit dem weiter verbreiteten 9 cm Bohrer. Alternativ wurde die Aufeisdicke, vor allem bei nicht vollständig konsolidiertem Eis, in Schneeschichten gemessen, die bis auf die Meereisoberseite reichten. Eine dritte Möglichkeit war das Aussägen oder Ausbrechen von bis zu $0,5$ m² großen Eisproben, was jedoch nur beim Auftreten von Schichtlücken praktikabel ist. Neben der eigentlichen Dickenmessung ist die Bestimmung des Salzgehaltes (s. u.) notwendig, denn nur so kann eindeutig zwischen Meereis, Schneeeis und Aufeis unterschieden werden. Alle durchgeführten Eisdickenmessungen beruhen, im Gegensatz zu denen der Schneedicke, auf Einzelmessungen und können nicht entlang von Profilen erfolgen. Dies erschwerte die Bestimmung der mittleren Dicke, da die Anzahl der Messungen vergleichsweise gering, räumliche Variationen aber teilweise sehr groß waren.

Die mittlere Aufeisdicke kann leicht überschätzt werden, da vor allem für Eislaboranalysen tendenziell dickere und größere Proben gesammelt wurden, die einfacher zu vermessen und bearbeiten sind. Dagegen sind Aufeisschichten zumeist erst ab einer Dicke von 2 cm vom restlichen Schnee zu unterscheiden, da junges Aufeis zumeist unkonsolidiert und matt ist. Dies führt zu einem anscheinend plötzlichen Auftreten von Aufeis. Im weiteren Verlauf ist die Dicke von Aufeis besonders variabel, wenn es zum Zusammenschluss mehrerer Eisschichten kommt, die an einigen Stellen noch erkennbare Schneeeinschlüsse aufweisen, an anderen Stellen aber bereits miteinander verbunden sind (Kap. 5.1).

Neben diesen Unsicherheiten haben alle Dickemessungen eine Zerstörung des Eises am Messpunkt zur Folge, sodass jede Station nur einmalig beprobt werden kann und auch in der Folgezeit in unmittelbarer Nähe (< 2 m) keine weiteren Untersuchungen

mehr durchgeführt werden können. Es ist zu beachten, dass es durch die Erbohrung eines Eiskerns zur selbst verursachten Flutung der Scholle kommen kann, wenn sich die Scholle aufgrund seitlicher Spannungen oder der Schneeaufgabe nicht im Schwimmgleichgewicht befindet. Dies trat bei einigen Messungen während *ISPOL* auf.

Temperatur:

Temperaturmessungen des Eises erfolgten unmittelbar nach der Bergung des Kerns mit den gleichen Pt-100 bzw. Pt-1000 Handgeräten ($\pm 0,1$ °C), mit denen auch die Schneetemperaturen bestimmt wurde. Die Messungen wurden durch ein seitliches Loch in der Mitte des Kerns in Intervallen von 5 bis 20 cm durchgeführt (Abb. 3.10). Im Gegensatz zu Schnee sind automatisierte Temperaturmessungen im Meereis auch im Sommer möglich, da der Strahlungsfehler im Meereis deutlich geringer und nur bei geringen Schneedicken innerhalb den obersten Zentimeter signifikant ist. Voraussetzung ist jedoch, dass die Sensoren im Meereis nach dem Ausbringen anfrieren, was bei hohen Eistemperaturen nicht immer gewährleistet ist. Während *SEBISUP03* wurden 8 Pt-1000-Sensoren in Abständen von 5 bzw. 10 cm im Eis installiert und über einen Grant Squirrel (Shepreth, GB) Datenlogger gemessen und registriert. Zur Kontrolle wurden mehrere Handmessungen an Eiskernen der Umgebung durchgeführt.



Abbildung 3.10: Temperaturmessungen an einem Eiskern

Salzgehalt:

Die Messung des Salzgehaltes aller Eisproben erfolgte mit einem tragbaren Salinometer WTW Cond 315 (Wissenschaftlich-Technische Werkstätten, Weilheim, Deutschland). Die Gerätegenauigkeit beträgt 0,5 % und kompensiert die Temperaturabhängigkeit der Leitfähigkeit, der effektiv gemessenen physikalischen Größe.

Meereiskerne wurden, soweit dies möglich war, aufrecht gelagert und transportiert, um eine nachträgliche Wanderung der Sole innerhalb des Kerns zu verhindern. Oftmals wurden „nur“ Oberflächenkerne gebohrt, welche nicht bis zur Eisunterseite reichen, um die Kontaminationsgefahr zu reduzieren. Die meisten Kerne wurden zunächst im Eislabor bei -25 °C durchgefroren, da sie nicht nur zur Bestimmung des Salzgehalts, sondern auch für Textur- und Strukturanalysen verwendet wurden.

Analysen erfolgten entsprechend der Struktur in Abschnitten von 1 bis 20 cm. Die größte Ungenauigkeit bei der Bestimmung des Salzgehalts resultiert aus der Menge ausgelaufener Sole nach der Bohrung, welche trotz aller Vorkehrungen weder ganz zu vermeiden noch quantifizierbar ist. Dennoch können Salzgehalte zumindest relativ zu einander gut verglichen werden. Alternativ werden vor allem Kerne für biologische Untersuchungen bereits im Feld zerteilt, in Dosen verpackt und direkt geschmolzen. Diese Methode hat den Vorteil, dass weniger Sole auslaufen kann und führt daher oft zu Salzgehalten, die über den hier gemessenen liegen. Sie ermöglicht aber keine weiteren Analysen am gleichen Kernstück und kann nur nach einem textur-unabhängigen Schnittmuster erfolgen. Dieser methodische Unterschied sollte beim Vergleich von Salzgehaltsprofilen verschiedener Arbeitsgruppen grundsätzlich beachtet werden.

Sauerstoffisotope:

Die Mengenverhältnisse der beiden stabilen Sauerstoffisotope ^{16}O und ^{18}O unterscheiden sich für ozeanisches und meteorisches Wasser, da bei der Verdunstung weniger schwerer ^{18}O als ^{16}O in die Atmosphäre aufsteigen. Die Isotopenanteile werden als Abweichung von einem als Standard definierten *Mean Ocean Water* (MOW) in ‰ angegeben, da sie so einfach zu vergleichen sind (Lange *et al.*, 1990):

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}}{\frac{^{18}\text{O}_{\text{MOW}}}{^{16}\text{O}_{\text{MOW}}}} - 1 \right) * 1000 \text{‰} \quad (3.5)$$

Der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert einzelner Niederschlagsereignisse über Meereis hängt in erster Linie von der Entfernung zur Eiskante sowie der Lufttemperatur ab und liegt zwischen -10 und -30 ‰. Beim Gefrieren von Wasser findet eine erneute Fraktionierung statt, die eine Anreicherung von +2,7 bis +2,8 ‰ zur Folge hat (Lange *et al.*, 1990). Angewandt auf Meereis bedeutet dies, dass Aufeis einen stark negativen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert, thermodynamisch gewachsenes Meereis einen Wert um 0 ‰ und Schneeeis mittlere negative $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aufweist.

Die Messung des Isotopenverhältnisses der *SEBISUP* und *ISPOL*-Eisproben unterscheidet sich. Erstere wurden erst kurz vor der Messung geschmolzen und in einem Delta E Massenspektrometer (Finnigan, Bremen, Deutschland) in Bremerhaven vermessen. Die *ISPOL*-Proben wurden auf dem Schiff geschmolzen und luftdicht verschlossen nach Hobart, Tasmanien, transportiert, wo sie von A. Worby in einem Micromass SIRA II incl. einer ISOPREP 18-Einheit (Micromass, Manchester, GB) Massenspektrometer analysiert wurden.

Textur- und Strukturanalyse:

Zur Kristallstruktur-Analyse werden ca. 500 μm dicke Dünnschnitte von Eisproben angefertigt und zwischen gekreuzten Polarisatoren betrachtet. Hierbei werden einzelne Kristalle farbig, solche mit senkrecht orientierter z-Achse und Porenräume schwarz abgebildet (z. B. Eicken, 1993). Die Anordnung von Polarisatoren, Eisprobe und Kamera ist im Versuchsaufbau in Abbildung 3.11a abgebildet. Die einzelnen Bilder wurden mit unterschiedlichen Digitalkameras mit 2,9 bis 6,3 Mio. Pixeln aufgenommen, was zu einer effektiven Auflösung von 57 bis 80 μm Pixel^{-1} abhängig von Kamera und eingestellter Brennweite führt.

Die so gewonnen Bilder (Abb. 3.11b) wurden zunächst manuell in Vektorgraphi-

ken der Korngrenzen überführt und anschließend mit der frei verfügbaren Software *Scion Image 4* (<http://www.scioncorp.com>) analysiert. Hierbei wurden die Kornflächen und die Längen der Haupt- (dg_1) und Nebenachse (dg_2) der best angepassten flächentreuen Ellipse vermessen. Diese Methode erfasst die Proben flächendeckend, wobei Randkristalle und Luftblasen oder andere Störungen von der Analyse ausgeschlossen wurden. In Abhängigkeit der Qualität des Dünnschnitts und der Schärfe des Fotos konnten Korngrößen < 1 mm vermessen werden, jedoch wurden Einzelkristalle mit einer Fläche von weniger als 100 Pixeln (dg : 0,6 bis 0,9 mm, s. o.) nicht berücksichtigt, da sie die größten Ungenauigkeiten (s. u.) aufweisen. Die Gesamtzahl der Kristall einzelner Proben lag zwischen 53 und 536 (Mittelwert: 259) und ist damit groß genug, um aussagekräftige Statistiken durchführen zu können.

Alle Kristalle können im Ergebnis identifiziert werden (Abb. 3.11c). Um diese Daten mit anderen Ergebnissen dieser Arbeit vergleichen zu können wurde die Korngröße ($dg =$ Korndurchmesser) aus der Kornfläche unter Annahme kreisförmiger Kristalle errechnet.

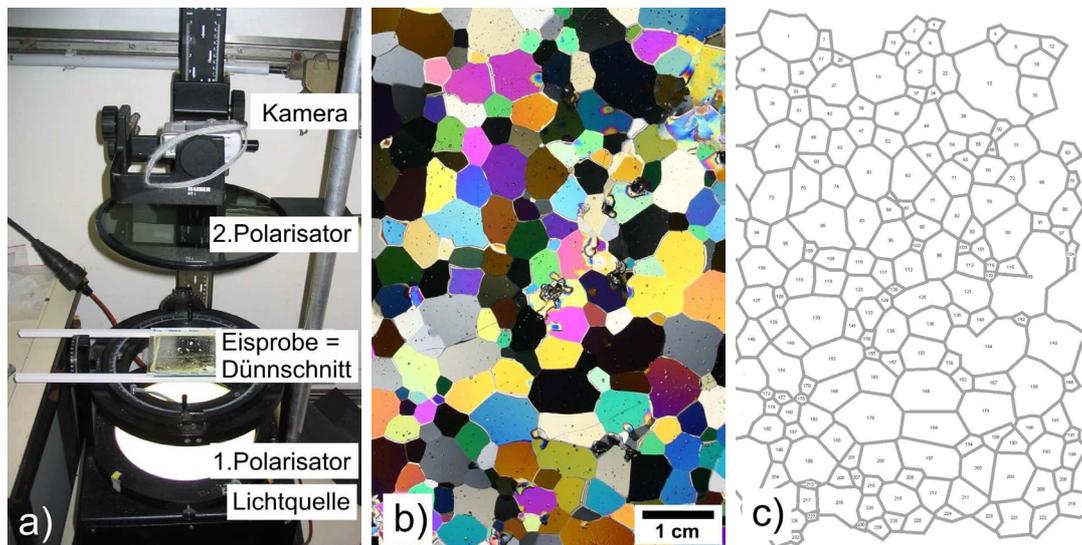


Abbildung 3.11: (a) Versuchsaufbau zur Fotografie eines Dünnschnittes im Eislabor. Der Dünnschnitt liegt zwischen den beiden Polarisatoren auf dem Lichttisch, wird von unten beleuchtet und von oben abgeleuchtet. (b) Dünnschnitt von Aufeis unter gekreuzten Polarisatoren mit Maßstab (*ISPOL* Nr. 059, 30.12.2004). Einzelkristalle sind durch unterschiedliche Farben abgegrenzt. (c) Analytierte Einzelkristalle desselben Dünnschnitts, wie sie zur statistischen Auswertung aufbereitet sind.

Aus Haupt- und Nebenachse der Ellipse wird die Kreisähnlichkeit (oder -förmigkeit) dieser 2D-Kristallverteilung nach Weibel (1980) bestimmt:

$$\varphi = \sqrt{\frac{dg_2}{dg_1}}. \quad (3.6)$$

Eine automatisierte Vektorisierung der Einzelkristalle anhand verschiedener Techniken der digitalen Bildverarbeitung (Glättung, Dilatation, Erosion, Filtern, Gradientenbestimmung und Kantendetektion), wie sie z. B. von Eicken (1993) angewandt

wurde, war qualitativ nicht zufriedenstellend. Da die Genauigkeit dieser Verfahren vor allem von der Präzision der Kantendetektion abhängt, wurde die oben beschriebene manuelle Vektorisierung der Korngrenzen vorgezogen. Besonders feinkörnigen Eisproben sind dennoch schwierig zu behandeln, da sie häufig starke Interferenzen an Grenzflächen aufweisen. Darüberhinaus stellten die Bewegungen und Vibrationen des Schiffes (*ISPOL*) einen wesentlichen Störfaktor dar, der jedoch nicht vermieden werden konnte.

Tomographie:

Da beim Übergang von Schnee zu Eis und der Aufeisbildung der Porenraum eine wesentliche Rolle spielt, wurden dreidimensionale Mikro-Strukturanalysen an Schnee- und Eisproben durchgeführt. Durch sie kann die Verteilung von Eiskristallen und Porenraum dreidimensional abgebildet und die Porosität der Probe quantifiziert werden. Beides zusammen erlaubt eine Beschreibung der dominanten Prozesse bei der Aufeisbildung, die Unterscheidung von Entwicklungsstadien des Aufeises und eine Dichtebestimmung.

Die Messungen erfolgten im Eislabor in Bremerhaven bei -25 °C mit einem SkyScan (Aartselaar, Belgien) 1074SR Röntgentomographen (XCT, engl.: *X-ray computer tomograph*). Eine detaillierte Beschreibung des Geräts ist im Online-Handbuch (<http://www.skyscan.be>) zu finden.

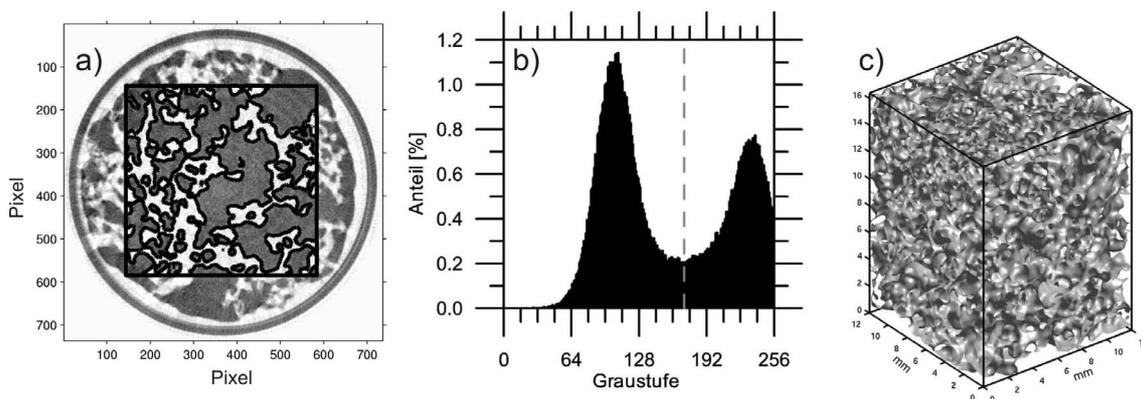


Abbildung 3.12: 3D-Rekonstruktion von Eismatrix und Porenraum, sowie Ermittlung von Porosität und Dichte einer Aufeisprobe (*ISPOL* 19.12.2004) (a) Rekonstruierter Horizontalschnitt: Der Analysebereich ist schwarz umrandet und die Grenzfläche von Luft und Eis ist mit einer schwarzen Linie nachgezeichnet. (b) Häufigkeitsverteilung der Graustufen. Die gestrichelte Linie zeigt den verwendeten Grenzwert zwischen Luft und Eis. (c) Dreidimensionale Rekonstruktion des Porenraums (grau) der Eisprobe. Die Eismatrix ist transparent (bzw. weiß). Die Porosität beträgt 0,46, entsprechend einer Dichte von 496 kg m^{-3} .

Zur Messung wurden aus der Originalprobe 2 cm hohe Zylinder mit einem Durchmesser von 3 cm herausgebohrt, da dies der maximalen Probengröße entspricht, die der XCT vermessen kann. Der Tomograph erstellt alle $0,9^\circ$ ein Bild mit 256 Graustufen, die anschließend zu 500 horizontalen Schnitten verarbeitet werden, woraus sich eine Auflösung von $40\ \mu\text{m Pixel}^{-1}$ in allen drei Raumrichtungen ergibt. Die Bildanalyse berücksichtigt nur die innersten $301 \times 301 \times 301$ Voxel ($\hat{=} 12 \times 12 \times 12\text{ mm}$), um Randeffekte auszuschließen (Abb. 3.12a). Das Rauschen innerhalb des Bildes wird mit Hilfe eines $5 \times 5 \times 5$ Medianfilters reduziert, welcher aufgrund seiner Kantener-

haltung besonders geeignet ist. Die Kantenlängen des Filters wurden so gewählt, da $3 \times 3 \times 3$ Voxel noch eindeutig als Rauschpixel einzuordnende Elemente enthielt, wogegen eine Kantenlänge von 7 bereits zu einer starken Glättung des Bildes führte. Der Effekt der Filterung auf die Porosität ist $< 1\%$. Weitere Informationen zur Methodik sind bei Freitag *et al.* (2004) zu finden.

Wie in Abbildung 3.12b zu sehen, unterscheiden sich Luft- und Eispixel im Graustufenspektrum eindeutig, sodass basierend auf diesem Spektrum alle Einzelbilder binarisiert werden können. Als Schwellwert wurde jeweils das Minimum der Graustufenverteilung zwischen den beiden Maxima gewählt (grau gestrichelte Linie in Abb. 3.12b). Die Einzelbilder wurden dann so mit einem Isoflächenalgorithmus zur 3D-Darstellung zusammengefasst, dass Hohlräume grau und Eis weiß (transparent) dargestellt wird (Abb. 3.12c).

Die Dichte der Probe ρ_i wurde mit

$$\rho_i = (\nu - 1) \cdot \rho_{ice} \quad (3.7)$$

aus der gemessenen Porosität ν und $\rho_{ice} = 917 \text{ kg m}^{-3}$ (entsprechend einer *in situ* Temperatur von $0 \text{ }^\circ\text{C}$) errechnet. Hierbei wurden alle, auch nicht abgeschlossene, Luftblasen berücksichtigt.

3.5 Weitere Datensätze

Über die Untersuchungen von Schnee und Eis sowie der meteorologischen Beobachtungen hinaus wurden einige ozeanographische Daten gesammelt, die vor allem der Stationsbeschreibung dienen. Darüber hinaus ermöglichen die parallel aufgezeichneten Datensätze der meteorologischen Observatorien an der Koldewey-Station und an Bord Polarsterns eine Ergänzung, z. B. bei Geräteausfällen, und Validierung der eigenen Messungen. Die Langzeitbeobachtungen in Ny-Ålesund bieten die Möglichkeit, Schneeprozesse auf dem Meereis des Kongsfjords in unterschiedlichen Jahren zu diskutieren (Kap. 7.3).

Ozeanographische Messungen und Daten:

Während *SEBISUP02* wurden keine eigenen ozeanographischen Daten erfasst. Es wurde lediglich die Wassertiefe unter der Station mit einem Lot gemessen (22,5 m), da hierdurch sichergestellt wurde, dass die Entfernung von der nahegelegenen Insel Gerdøya groß genug war, damit ausreichende Wechselwirkungen an der Eisunterseite stattfinden konnten (Kap. 3.1.1). Zeitgleich wurden einige Leitfähigkeit-Temperatur-Dichte (CTD) Daten einer norwegischen Gruppe aufgezeichnet, die hier jedoch keinen Eingang finden.

Im darauf folgenden Jahr wurde die Wassertemperatur 1 m unter der Schnee-Eis-Grenze, also ca. 30 cm unter dem Festeis, kontinuierlich mit einem Gemini Tiny-Tag TG-3100 (Chichester, Großbritannien) aufgezeichnet. Zusätzlich wurden an der Wetterstation ein CTD-Profil (Abb. 4.16, K. Widdel, pers. Mitteilung) und eine Wassertiefe von 32 m gemessen (S. Gerland, pers. Mitteilung).

Während *ISPOL* fand ein umfangreiches ozeanographisches Messprogramm statt, in dem Wassertemperatur, Salzgehalt und Wärmeflüsse ermittelt wurden. Außerdem fanden detaillierte Strömungsmessungen statt. An den Stationen der Meereisphysik wurde zusätzlich die Wassertemperatur gemessen, indem der unterste Pt-1000 (Kap. 3.4) ca. 10 cm unter dem Meereis platziert wurde.

Meteorologische Daten der Koldewey-Station:

Die Koldewey-Station wird seit 1988 in Ny-Ålesund durch das Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung (AWI) betrieben und speist seit 1992 Wetter- und Strahlungsdaten in das Baseline Surface Radiation Network (BSRN) ein. Die Messwerte liegen bis zum 14.07.1998 in 5 min und anschließend in 1 min Intervallen vor. Entsprechend der Richtlinien des BSRN werden die Sensoren regelmäßig gewartet und die Datenaufbereitung unterliegt einem hohen Standard. Eine genaue Stationsbeschreibung wurde von Kupfer (2003) durchgeführt und ist außerdem im Internet zu finden (König-Langlo, 2005).

Meteorologische Daten von Polarstern:

An Bord von Polarstern werden neben ozeanographischen Messungen (z. B. Wassertemperatur, Salzgehalt) und Navigationsdaten (z. B. Position, Wassertiefe) auch Wetter- und Strahlungsmessungen durchgeführt. Windgeschwindigkeit und -richtung werden 37 m, Lufttemperatur, -feuchte und -druck 27 m über dem Meeresspiegel gemessen und als einzige Strahlungsgröße wird die Globalstrahlung registriert. All diese Messwerte werden in 10 min Intervallen aufgezeichnet. Zusätzlich finden 6-stündliche meteorologische Observationen statt, aus denen die aktuelle Wetterlage

(z. B. Niederschlag, Bewölkung) hervorgeht. Alle Daten werden über die Polarstern-Datenbank (POLDAT) online zur Verfügung gestellt und werden hier für den Zeitraum der *ISPOL*-Driftstation verwendet.

3.6 Zusammenfassung

Dieses Kapitel stellt die Datengrundlage und Methoden vor, welche verwendet wurden, um die Veränderungen des Schnees und die Bildung von Aufeis auf sommerlichem Meereis unter verschiedenen meteorologischen Bedingungen zu beschreiben. Hierfür wurden zwei Expeditionen nach Spitzbergen (*SEBISUP*) und eine in das westliche Weddellmeer (*ISPOL*) durchgeführt, die sich durch vielfältige glaziologische und meteorologische Messungen auszeichnen:

- Vertikale Profile von Dicke, Temperatur, Dichte, Feuchte und Stratigraphie des Schnees wurden, wenn möglich, mehrmals täglich entlang von Messprofilen und mit Hilfe von Schneeschächten beobachtet. Zusätzlich wurden Messungen der spektralen Albedo und Farbstoffexperimente durchgeführt. Die Untersuchungen von Meereis und Aufeis bestanden aus in-situ Messungen (Temperatur, Dicke) und (Eis-) Laboranalysen (Salzgehalt, Textur- und Strukturanalysen auf unterschiedlichen Größenskalen, Sauerstoffisotope).
- Die Messungen der lang- und kurzwelligen Strahlungsbilanz sowie Wetterstationsmessungen der Lufttemperatur, -feuchte und Windgeschwindigkeit (u. a. zur Bestimmung turbulenter Flüsse) dienten in erster Linie der Berechnung der Oberflächenenergiebilanz.
- Die Datensätze wurden durch ozeanographische Messungen sowie meteorologische Zeitserien der Koldewey-Station und des Forschungsschiffs Polarstern ergänzt.

Bei den Messungen traten trotz sorgfältiger Planung und Durchführung zahlreiche Probleme auf, die unter derart sommerlichen Bedingungen präzise, systematische und kontinuierliche Beobachtung generell sehr schwierig und aufwendig machen:

- Um die Fehler bei Messungen der Lufttemperatur unter hohen Strahlungsflüssen zu reduzieren, müssen die Sensoren auf jeden Fall belüftet werden. Da diese Belüftung für Messungen der Schneetemperatur jedoch nicht möglich ist, müssen diese unter Abschattung der direkten Einstrahlung erfolgen und eine kontinuierliche Registrierung der Schneetemperatur ist unter sommerlichen Bedingungen nahezu unmöglich. Ebenfalls wirken sich Fehler bei den Messungen der einzelnen Strahlungskomponenten unter hohen Strahlungsflüssen besonders stark auf die Oberflächenenergiebilanz aus, sodass eine häufige, mindestens tägliche, Wartung der Station notwendig ist.
- Veränderungen bzw. Beschädigungen der Schneeoberfläche beeinträchtigen irreversibel die Eigenschaften und die Stratigraphie des Schnees. Außerdem ruft die Beprobung von Meereis, Aufeis und Schnee wesentliche Veränderungen hervor und kann z. B. zur Überflutung und Beeinträchtigung des Messfeldes führen. Da dies jedoch nicht zu vermeiden ist, müssen die Beeinträchtigungen auf ein Minimum reduziert und bei nachfolgenden Messungen in der Umgebung berücksichtigt werden.
- Eine stark ausgeprägte Stratigraphie des Schnees (z. B. durch Eisschichten), geringe Schneedicken und starke lokale Variationen der Schneeeigenschaften

beeinträchtigen die Messungen. Daher sollten Messergebnisse möglichst vollständig dargestellt werden, um die Vergleichbarkeit einzelner Ergebnisse zu erhöhen und auch im Nachhinein Analysen besser nachvollziehen oder beurteilen zu können.

- Um Veränderungen der Meereisdicke bilanzieren zu können, müssen immer Kernlänge, Freibord und Tiefgang gemessen werden, denn häufig können die teilweise komplexen Veränderungen an der Ober- und Unterseite nur anhand der Lage des Wasserspiegels nachvollzogen werden. Ebenfalls treten oftmals Schwierigkeiten bei der Bestimmung von Schneedicken, z. B. durch interne Eisschichten, auf. In diesem Fall sollte die Stratigraphie besonders bei der Auswertung berücksichtigt werden.
- Die Dicke von Aufeis ist besonders schwierig zu bestimmen, da das Eis in frühen Entwicklungsstadien, wenn es unkonsolidiert und dünner als ca. 2 cm ist, kaum von dichtem und feuchtem Schnee unterschieden werden kann. Darüber hinaus sind zusätzliche Salzgehaltsmessungen notwendig, um es von Meereis und Schneeeis zu unterscheiden.
- Logistische Probleme beeinträchtigten die Vollständigkeit (z. B. Erreichbarkeit der Station) und Qualität (z. B. Ausrichtung und Wartung der Sensoren, Energieversorgung der Station) der Daten. Dies kann lediglich durch einen großen Messumfang und häufige Stationsbesuche kompensiert werden. Ebenfalls sind eine besondere Sicherung von Messgeräten und aufwendige Proben Transporte einzuplanen.

Trotz dieser Probleme wurden bei allen drei Expeditionen sehr gute Ergebnisse erzielt, die sowohl der direkten Beschreibung wesentlicher Schnee- und Aufeisprozesse dienen (Kap. 4 und 5) als auch zur Initialisierung, Validierung und zum Antrieb des Schneemodells SNTHERM eingesetzt werden (Kap. 6 und 7).

4 Feldmessungen von Schneeeigenschaften und –schmelze im Frühjahr und Sommer

Dieses Kapitel beschreibt die saisonale Entwicklung von Schnee auf Meereis im Frühjahr und Sommer während der Expeditionen *SEBISUP02* (Kap. 4.2), *SEBISUP03* (Kap. 4.3) und *ISPOL* (Kap. 4.4) und vergleicht sie in Kapitel 4.5. Zuvor werden Tagesgänge von Schneeeigenschaften vorgestellt (Kap. 4.1), da diese unter sommerlichen Bedingungen besonders zu beachten sind.

4.1 Eigenschaften von Schnee im Tagesgang

Die physikalischen Eigenschaften einer Schneeeauflage unterliegen stetigen Veränderungen, da sie mit der Atmosphäre und dem Meereis wechselwirken. Diese Veränderungen finden auf unterschiedlichen Zeitskalen statt und setzen sich aus drei Komponenten zusammen:

1. Quasi-periodische Schwankungen auf unterschiedlichen Zeitskalen. Sie resultieren aus dem Jahres- und Tagesgang der solaren Einstrahlung und spiegeln sich vor allem in der Energiebilanz des Schnees wider.
2. Stochastische Ereignisse wie Niederschläge, Bewölkungsgrad und –art oder Advektion von Luftmassen. Sie führen zu kurzfristigen Veränderungen der Energie- und Massenbilanz.
3. Speicherverhalten des Meereises und des Schnees selbst. Dieses wirkt sich langfristig auf die Energie- und Massenbilanz aus.

Während sich der Großteil dieser Arbeit mit jahreszeitlich bedingten Veränderungen am Übergang vom Winter zum Sommer befasst und dazu zumeist auf die Analyse von Tagesmitteln zurückgreift, werden in diesem Abschnitt tägliche Schwankungen behandelt.

Da Temperatur und Feuchte besonders ausgeprägte Tagesgänge aufweisen, werden ihre charakteristischen Verläufe in diesem Abschnitt am Beispiel der Feldmessungen während *SEBISUP02* und *SEBISUP03* diskutiert. Dabei ist zu beachten, dass das Strahlungsmaximum bei wolkenlosen Verhältnissen auf dem Kongsfjord gegen 13:00 Uhr erreicht wurde (Abb. 3.2 und Kap. 3.1), durch Bewölkung die maximale Strahlung jedoch auch früher oder später auftreten kann (z. B. am 21.05.2002 vor 12:00 Uhr, Abb. 4.1a). Die 2 m-Lufttemperatur unterliegt stärkeren Schwankungen und erreicht ihren Maximalwert erst nach Durchschreiten des Strahlungsmaximums (Abb. 4.1a).

Temperatur

Abbildung 4.1b zeigt ein Beispiel für den Tagesgang der Schneetemperatur unter

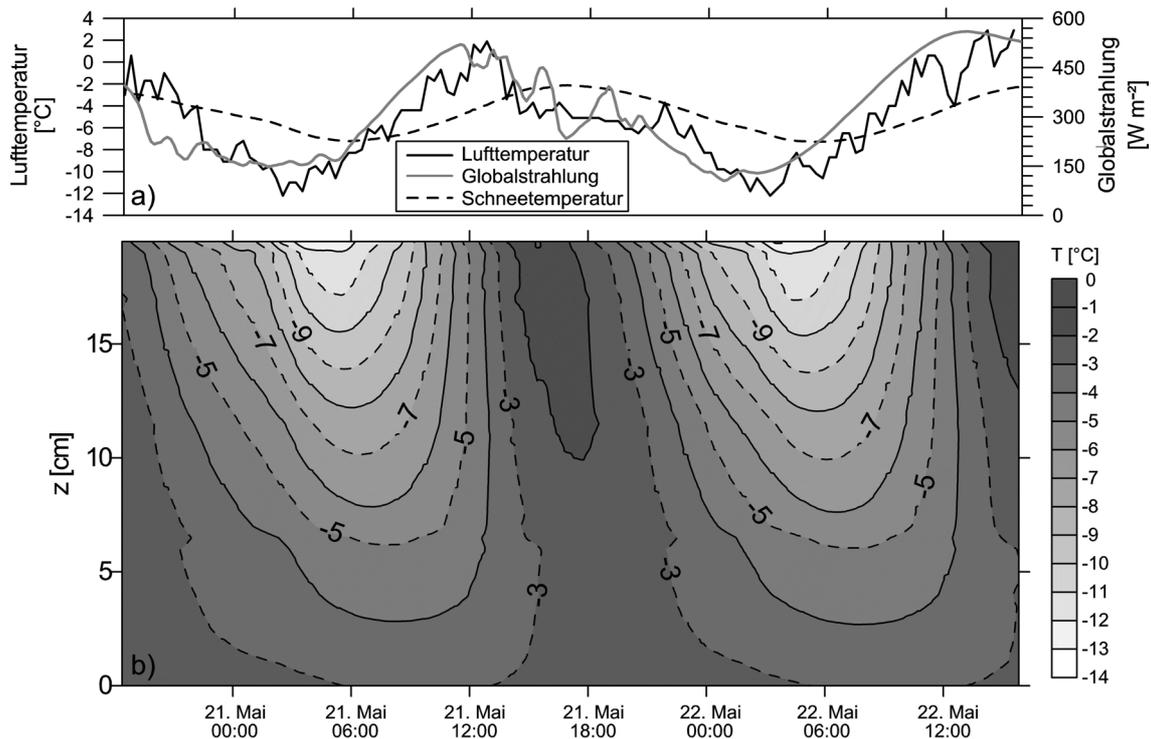


Abbildung 4.1: *SEBISUP02*: (a) Lufttemperatur, und Globalstrahlung der Koldewey-Station und vertikal gemittelte Schneetemperatur (b) Tagesgang der Schneetemperatur aus kontinuierlichen Messungen zwischen dem 20.05.2002 18:00 Uhr und dem 22.05.2002 16:00 Uhr. $z = 0$ bezeichnet die Schnee-Eis-Grenzfläche, $z = 19,5$ cm der Schneeoberseite.

spät-winterlichen Bedingungen über zwei Tage. Während der Nacht ist ein negativer Temperaturgradient mit sehr geringen Oberflächentemperaturen (besonders zwischen 3:00 und 6:00 Uhr) zu erkennen. Jedoch führt eine Umkehr des Temperaturgradienten zwischen 13:00 und 18:00 Uhr dazu, dass sich der Schnee bis hinab zum Meereis erwärmt und um 15:00 Uhr das absolute Temperaturmaximum von $-1,3$ °C ca. 1 cm unterhalb der Oberfläche ($z = 18,5$ cm) erreicht wird. Das Maximum der vertikal gemittelten Temperatur dagegen wird mit $-2,1$ °C erst um 17:00 Uhr durchlaufen (Abb. 4.1b).

Entsprechend der minimalen und maximalen Schneetemperaturen ist auch ein stark asymmetrisches Verhalten bezüglich Erwärmung und Auskühlung zu erkennen. Der Schnee erwärmt sich von etwa 9:00 bis 17:00 Uhr, über 8 Stunden, während sich die Abkühlung über ca. 16 Stunden erstreckt. Besonders offensichtlich ist diese Asymmetrie am Verlauf der Isothermen in Abbildung 4.1b, die in der Zeit um den Sonnenhöchststand eine schnelle Erwärmung aufzeigen. Die Erwärmung wird durch die Absorption kurzweiliger Einstrahlung an der Oberfläche und innerhalb der Schneeaufgabe beschleunigt, wogegen die Auskühlung nur durch Wärmeleitung erfolgt.

Im Vergleich mit dem Tagesgang von Globalstrahlung (S_{\downarrow}) und Lufttemperatur (T_{air}) zeigen die Schneemessungen, dass die mittlere Temperatur des Schnees erst mit einer zeitlichen Verzögerung von 4 Stunden auf S_{\downarrow} und mit ca. 2 Stunden auf T_{air} folgt (Abb. 4.1a). Die Oberflächentemperatur weist ebenfalls eine deutliche Verzögerung gegenüber der Globalstrahlung, aber nur eine geringe gegenüber der Luft-

temperatur auf. Die Verzögerung der vertikal gemittelten Temperatur gegenüber der Oberflächentemperatur ist auf die Wärmekapazität des Schnees zurückzuführen und hängt von seiner Dichte und Textur ab. Für spät-winterliche, ca. 20 bis 30 cm dicke Schneeschichten können die hier ermittelten 4 Stunden jedoch als guter Anhaltspunkt genommen werden. Dies ist insbesondere dafür wichtig, dass sich Feldmessungen am Temperaturverlauf orientieren sollten, da im Zeitraum um das Temperaturmaximum (± 2 Stunden) mit den größten Veränderungen zu rechnen ist. Ein besonderer Fall tritt ein, wenn der Schnee während des Tages (intern) schmilzt und das Schmelzwasser in der folgenden Nacht wieder gefriert. Diese Schmelz-Gefrier-Zyklen führen insbesondere zur Ausbildung von Eisschichten innerhalb des Schnees und an dessen Unterseite. Außerdem sind sie mit starkem Korngrößenwachstum verbunden, das jedoch ausschließlich anhand des numerischen Modells betrachtet werden kann, da die Änderungen während der Feldmessungen unterhalb unserer Messgenauigkeit lagen (Kap. 7). Ebenso können räumlich hoch aufgelöste Analysen von Tagesgängen im Vergleich mit den Antriebsdaten besser mit Hilfe von Modellen erfolgen.

Schneefeuchte

Da die Feuchte des Schnees von dessen Temperatur abhängt (Gl. 2.7), ist zu erwarten, dass sie einen vergleichbaren Tagesgang wie die vertikal gemittelte Temperatur mit einem Maximum gegen 17:00 Uhr durchläuft (s. o.). Um mögliche Schwankungen im Laufe eines Tages aufzeigen zu können und da die räumliche und zeitliche Auflösung der Feldmessungen begrenzt ist, wurden die Feuchtemessungen in Nachmittags- (17:00 Uhr ± 2 Stunden) und Vormittagswerte (alle anderen Messungen) unterteilt und lediglich als vertikal gemittelte Werte betrachtet.

Abbildung 4.2 zeigt die Feuchte im Schnee und vergleicht ihren Verlauf mit den Zeitserien und Tagesmittelwerten der Lufttemperatur (T_{air}) und kurzwelligen Strahlungsbilanz (Q_S) während *SEBISUP03*. Hierbei lässt sich erkennen, dass alle Tage, an denen sowohl Vormittags- als auch Nachmittagsmessungen vorliegen, deutlich größere Feuchten zwischen 15:00 und 19:00 Uhr als während der restlichen Zeit zeigen. Die hohen Werte tagsüber, unter wärmeren Bedingungen, weisen auf ein, wenn auch schwaches, Schmelzen innerhalb des Schnees hin. Dagegen lassen die reduzierten Feuchtwerte während der Nacht¹ und am Vormittag auf Korngrößenwachstum und Wiedergefrieren innerhalb des Schnees schließen. Hierdurch fällt die Feuchte immer wieder unter 2 %_{vol} und es lässt sich kein langfristiger Trend erkennen.

Durch den Tagesgang und die unregelmäßige zeitliche Verteilung der einzelnen Profilmessungen ist die Angabe von Tagesmittelwerten nicht aussagekräftig. Dennoch kann die zeitliche Entwicklung über den Beobachtungszeitraum anhand von Nachmittagsmessungen nachvollzogen werden und zeigt, dass die Entwicklung der Feuchte mittelfristig gut mit Q_S und T_{air} korreliert (Abb. 4.2). Abweichungen sind auf die unregelmäßige Verteilung der einzelnen Messpunkte, Wechselwirkungen mit anderen Schneeeigenschaften sowie andere atmosphärische Einflüsse zurückzuführen. So trägt die verhältnismäßig hohe Lufttemperatur vor dem 21.05.2003 zu erhöhten Feuchtwerten bei. Die genauen Beiträge der einzelnen atmosphärischen Parameter sind kaum zu ermitteln, jedoch ist zu erwarten, dass die Feuchte an der Oberfläche

¹Der Begriff *Nacht* / *nachts* wird hier stellvertretend für Nachtstunden verwendet, auch wenn die Sonne unter niedrigen Sonnenständen zu sehen und es nicht dunkel ist.

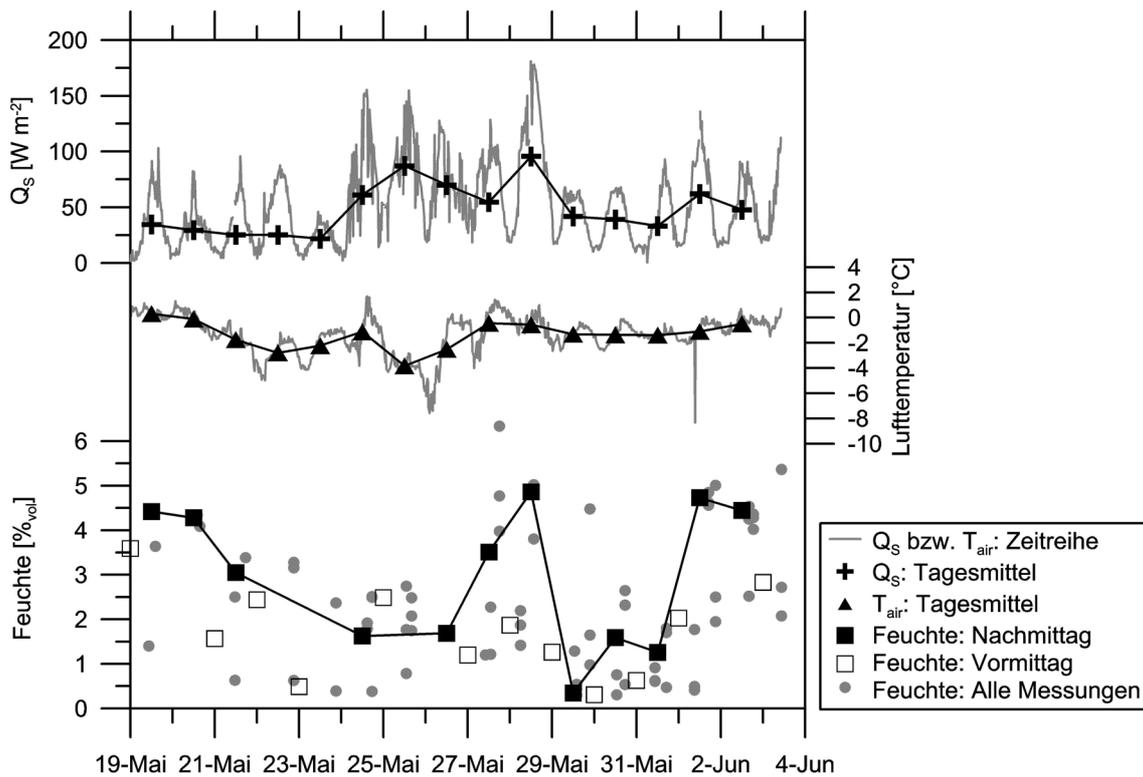


Abbildung 4.2: SEBISUP03: Vertikal gemittelte Feuchte des Schnees im Vergleich zur 2 m-Lufttemperatur (T_{air}) und kurzwelligen Strahlungsbilanz (Q_S). Die Modalwerte aller gemessenen vertikalen Feuchteprofile sind als Punkte gekennzeichnet. Die Unterteilung in Vormittags- und Nachmittagswerte erfolgt anhand des täglichen Temperaturmaximums, sodass alle Messungen zwischen 15:00 und 19:00 Uhr als Nachmittags- und alle anderen als Vormittagswerte klassifiziert werden.

vermutlich stark von der Lufttemperatur abhängt, da sich diese nur langsam auf tiefere Schneeschichten auswirkt. Ebenfalls wird erwartet, dass sich die langwellige Strahlung oberflächennah stark auswirkt, jedoch kann ihr Einfluss hier nicht gezeigt werden, da sie sehr schnellen und großen Schwankungen unterliegt. Dagegen bestimmt die kurzwellige Strahlungsbilanz vermutlich vor allem die mittlere Feuchte des Schnees, da sie tiefer in den Schnee eindringt. Detailliertere Analysen sind mit dem numerischen Modell möglich und erfolgen in den Kapiteln 6.4 und 7.

4.2 Kongsfjord 2002 (SEBISUP02)

SEBISUP02 war die erste von zwei Expeditionen auf das Festeis des Kongsfjordes. Die Beobachtungen vom 20.05. bis 04.06.2002 zeichnen sich dadurch aus, dass es einen eindeutigen Wechsel von winterlichen zu sommerlichen Witterungsbedingungen gab und 0,23 m Schnee innerhalb von nur 5 Tagen in 5 bis 6 cm Aufeis umgewandelt wurden. Teile dieses Abschnittes sind in Nicolaus *et al.* (2003) veröffentlicht und werden hier zusammen mit weiteren Ergebnissen vorgestellt, ohne explizit zitiert zu werden.

4.2.1 Meteorologische Randbedingungen

Der Beginn der Beobachtungen (20. bis 27.05.2002) zeichnete sich weitgehend durch wolkenlose Witterungsbedingungen aus. Entsprechend variierte $S \downarrow$ im Tagesgang zwischen 100 und 580 W m^{-2} (Abb. 4.3a). Die kurzwellige Nettostrahlungsfluss Q_S betrug aufgrund einer Albedo um 0,8 nur 50 bis 80 W m^{-2} (Abb. 4.9 und 4.29a). Die langwellige Einstrahlung variierte in der ersten Woche zwischen 200 und 280 W m^{-2} (Abb. 4.3b), entsprechend Atmosphärentemperaturen von -29 bis -8 °C. Dies hatte einen stark negativen langwelligen netto Strahlungsfluss (Q_L) von -70 bis -40 W m^{-2} zur Folge (Abb. 4.29a).

Am 27.05. nahm die Bewölkung innerhalb von 6 Stunden zu und es kam zeitweise zur Inversionsbildung mit höheren Temperaturen der Atmosphäre als der Schneeoberfläche. $L \downarrow$ stieg um 70 W m^{-2} auf über 300 W m^{-2} und Q_L wurde tageweise positiv (Abb. 4.3b und 4.29a). Die kurzwellige Einstrahlung sank im Gegensatz dazu auf Tagesmaxima unter 400 W m^{-2} . Jedoch zeigt Abbildung 4.29a, dass Q_S aufgrund der stark sinkenden Albedo (Abb. 4.9) sprunghaft anstieg und Tagesmittelwerte von > 50 W m^{-2} aufwies. Durch diese Zunahme der kurz- und langwelligen Strahlungsbilanz wurde auch die Oberflächenenergiebilanz in der zweiten Expeditionshälfte ganztägig positiv. Jedoch ist einschränkend festzustellen, dass die gemessenen kurzwelligen Strahlungsflüsse ab dem 31.05. vermutlich durch fehlerhafte Messwerte stark überschätzt wurden (Abb. 4.29a). So würde die, aus $S \downarrow$ und/oder $S \uparrow$ errechnete, Albedo deutlich unter den für schneefreies Meereis bekannten Wert von 0,52 (Kap. 2.1.2) sinken. Diese Fehler resultieren zum einen aus einem ungleichmäßigen Verkippen der Station durch die starken Schmelzprozesse und die Erwärmung des Gestells, zum anderen aus Strahlungsfehlern der Sensoren, die bei derart starken Strahlungsflüssen belüftet werden müssten. Beide Fehlerquellen lassen sich jedoch bei Messungen auf Meereis im Sommer kaum oder gar nicht vermeiden und können ausschließlich über eine anschließende Filterung, die zu einer Reduktion des Datensatzes führt, und eine zusätzliche Diskussion berücksichtigt werden. Die Messungen der langwelligen Strahlung sind weniger von beiden Fehlerquellen betroffen, da zum Einen die Ausrichtung der Sensoren von geringerer Bedeutung ist und zum Anderen die Gehäusetemperaturen mit in die Berechnung eingehen.

Abbildung 4.3c zeigt, dass die turbulenten Flüsse mit $0,5 \pm 2,8$ W m^{-2} nur unwesentlich zur Energiebilanz beitrugen, was vor allem auf die sehr geringen Windgeschwindigkeiten von $0,4 \pm 0,8$ m s^{-1} aufgrund der geschützten Lage der Station zwischen Blomstrandhalvøya und Gerdøya zurückzuführen ist (Abb. 4.3f).

Durch die Advektion warmer Luftmassen stieg die mittlere Lufttemperatur zwischen dem 23. und 25.05. von $-8,2$ auf $+0,5$ °C (Abb. 4.3d), bevor es zur bereits

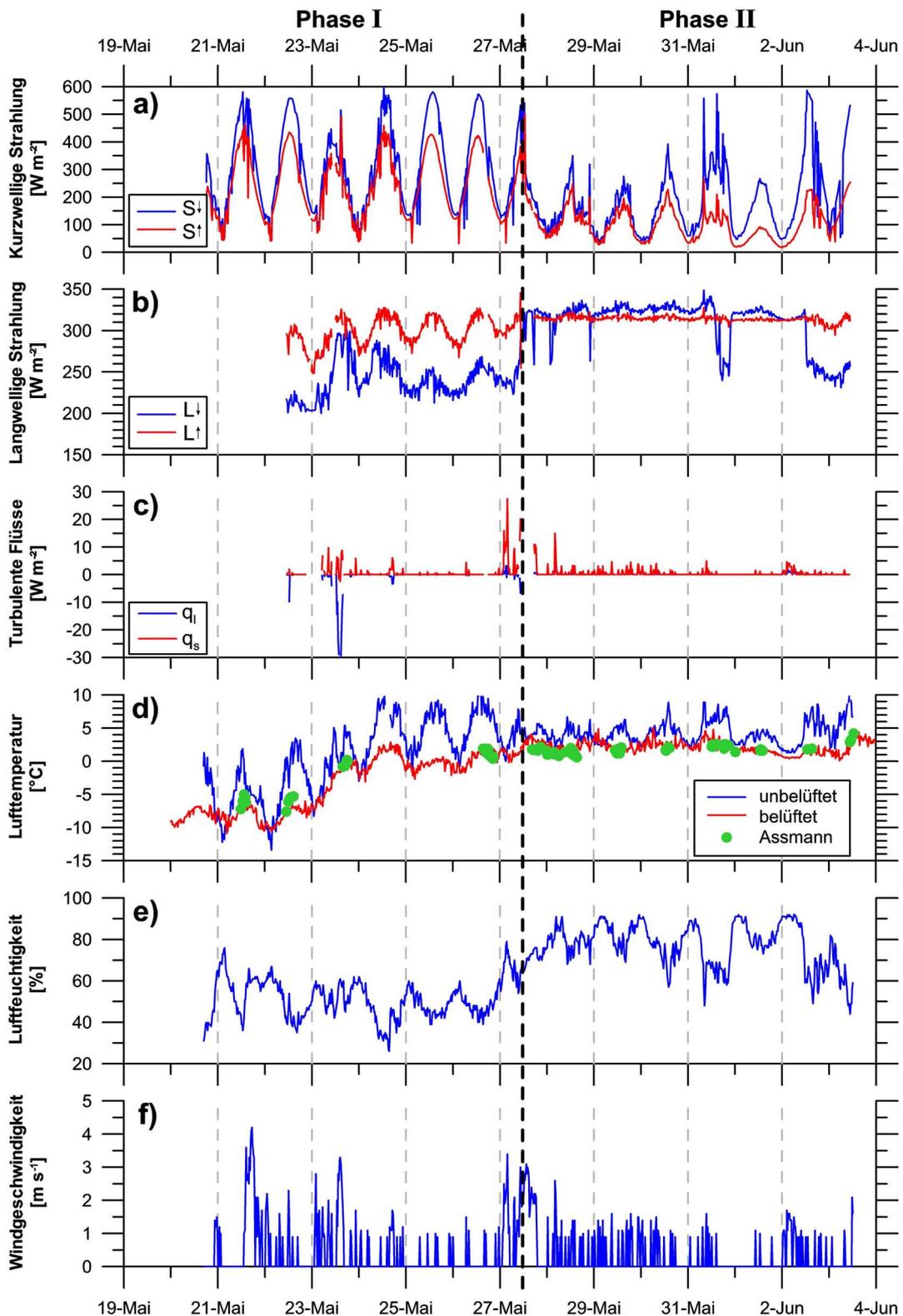


Abbildung 4.3: SEBISUP02: Meteorologische Bedingungen (a) Einfallende (S_{\downarrow}) und reflektierte (S_{\uparrow}) kurzwellige Strahlung (b) Langwellige Gegen- (L_{\downarrow}) und Ausstrahlung (L_{\uparrow}) (c) Latenter (q_l) und sensibler (q_s) Wärmefluss (d) Lufttemperatur (T_{air}), gemessen auf dem Eis mit einem unbelüfteten und an der Koldewey-Station einem belüfteten Pt-100 sowie manuelle Messungen mit einem Aspirations-Psychrometer nach Assmann (e) Relative Luftfeuchtigkeit (rh) (f) Windgeschwindigkeit (v). Aufgrund eines Gerätedefektes beginnen die Aufzeichnungen der langwelligeren Strahlung und die daraus errechneten turbulenten Flüsse erst am 22.05. .

beschriebenen starken Bewölkung und einer weiteren Erwärmung kam. Unter den spät-winterlichen Bedingungen durchlief T_{air} einen Tagesgang mit Amplituden von bis zu 6 °C, wogegen T_{air} nach dem 27.05. gantztägig positiv blieb und zur stetigen Erwärmung des Schnees beitrug (s. u.). Entsprechend waren unter Schmelzbedingungen tageszeitliche Temperaturschwankungen nicht mehr signifikant. Zum gleichen Zeitpunkt stieg die relative Luftfeuchtigkeit (rh) von $50 \pm 10\%$ auf $75 \pm 15\%$ (Abb. 4.3e).

4.2.2 Schneeeigenschaften

Schneedicke:

Zu Beginn der Expedition (20.05.2002) wurde eine sehr homogene Schneedicke von $22,9 \pm 1,2$ cm gemessen, welche innerhalb der ersten 6 Tage nahezu konstant blieb. Ab dem 27.05. nahm die Schneedicke schnell ab, sodass sie am 29.05. nur noch $11,6 \pm 1,5$ cm betrug und am 31.05. bis auf einen Rest von ca. 0,5 cm zurück ging, der jedoch kaum von der stark verwitterten Meereisoberfläche zu unterscheiden war (Abb. 4.4). Die Abnahme um 20 cm in nur 5 Tagen entspricht einer mittleren Ausdünnungsrate von 40 mm d^{-1} . Hieraus lässt sich, zusammen mit den Ergebnissen der meteorologischen Beobachtungen, der 27.05. eindeutig als Schmelzbeginn identifizieren.

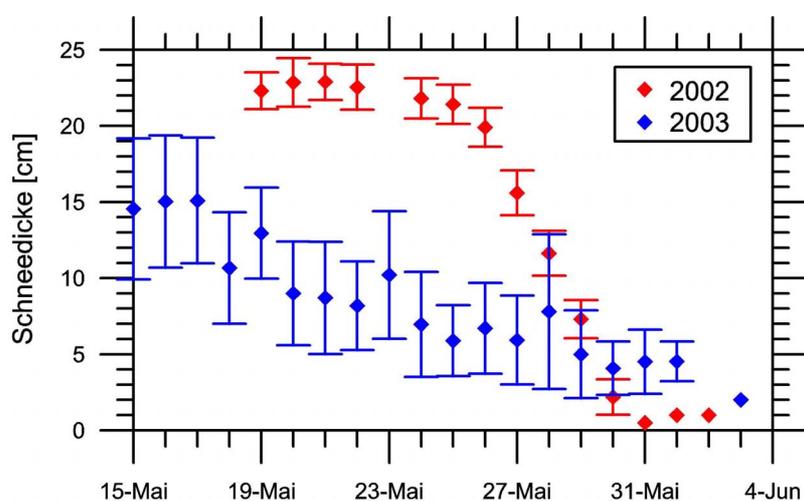


Abbildung 4.4: Tagesmittelwerte (und Standardabweichung) der Schneedicke beider *SEBISUP*-Kampagnen.

Schneetemperatur:

Unter den spät-winterlichen Bedingungen durchlief die Temperatur der gesamten Schneeeauflage einen ausgeprägten Tagesgang und lag gantztägig unter $0,0$ °C (Abb. 4.5a und 4.1b). Aufgrund geringer Lufttemperaturen bis zum 27.05.2002, fand zu Zeiten niedriger Sonnenstände jeweils eine Energieabgabe des Schnees an die Atmosphäre, also eine Abkühlung, statt. Negative Temperaturgradienten herrschten vor, da die Lufttemperatur zwischen -12 und $+2$ °C variierte, während die Grenzflächentemperatur zum Meereis nur geringen Schwankungen um $-3,2$ °C unterlag. Kurz

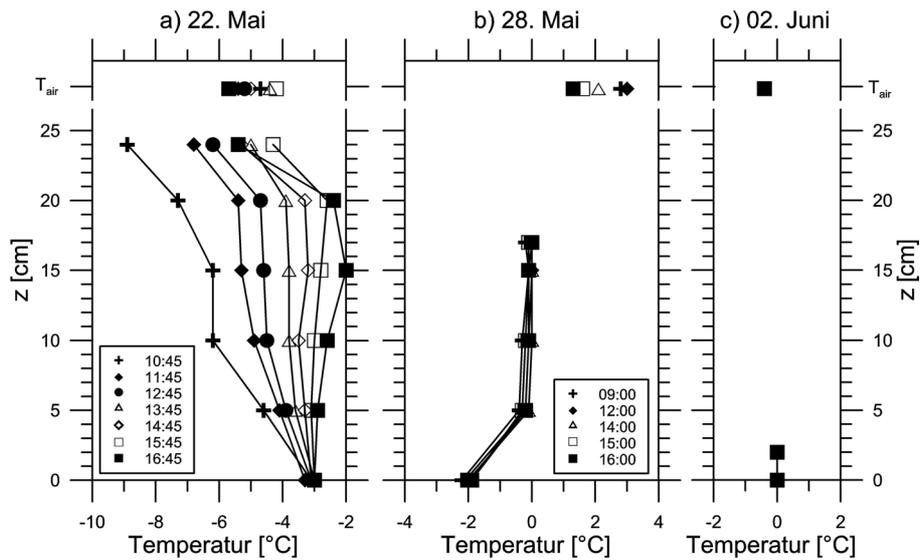


Abbildung 4.5: *SEBISUP02*: Vertikale Schnee-Temperaturprofile für (a) spät-winterliche Bedingungen, (b) Schmelzbeginn und (c) Schmelz-Bedingungen. Zugehörige Lufttemperaturen (T_{air}) sind im oberen Abbildungsteil separat eingetragen. $z = 0$ bezeichnet die Schnee-Eis-Grenze.

nach Schmelzbeginn befanden sich die obersten 12 cm nahe am Schmelzpunkt und die Temperatur an der Schneeunterseite betrug $-2,0\text{ °C}$ (Abb. 4.5b). Folglich war der Temperaturgradient zumeist positiv. Die $0,0\text{ °C}$ Isotherme sank sukzessive nach unten bis sie die Meereisoberseite erreichte. Unter Schmelzbedingungen gab es keine nennenswerten Tagesgänge mehr, sodass der Schnee nachts nicht mehr wesentlich abkühlte.

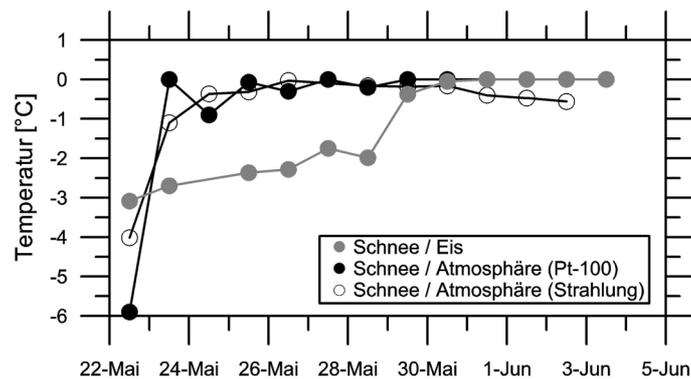


Abbildung 4.6: *SEBISUP02*: Tagesmittel der Grenzflächentemperaturen zwischen Schnee und Eis sowie Schnee und Atmosphäre. Die Oberflächentemperatur des Schnees wurde einerseits als Mittelwert der langwelligen Ausstrahlung ($L\uparrow$) zwischen 12:00 und 18:00 Uhr und andererseits aus manuellen Messungen mit einem Pt-100 Thermometer ermittelt. Die zeitliche Beschränkung dient einem besseren Vergleich mit den Handmessungen.

Die Verläufe der Grenzflächentemperaturen an der Ober- und Unterseite des Schnees sind in Abbildung 4.6 dargestellt. Dabei zeigt sich, dass sich die Schnee-Eis-Grenze am 29.05. sprunghaft von $-2,0$ auf $0,0\text{ °C}$ erwärmte. Dies bedeutet, dass es auch

unmittelbar über der Meereisoberseite zu Schmelzprozessen im Schnee kam. Außerdem sind in Abbildung 4.6 zwei alternative Messungen der Oberflächentemperatur dargestellt. Beide Messungen zeigen einen sehr einheitlichen Verlauf, bei dem schon ab dem 23.05. Schmelzprozesse an der Oberfläche stattfanden.

Schneemasse und –dichte:

Vor Schmelzbeginn (Dichterohr–Messungen vom 20. bis 25.05.2002) betrug die mittlere Dichte des Schnees $268 \pm 50 \text{ kg m}^{-3}$ (Abb. 4.7a), woraus eine Gesamtmasse des Schnees von $79,40 \text{ kg m}^{-2}$ resultiert. Tiefer gelegene stratigraphische Einheiten waren mit bis zu 360 kg m^{-3} dichter als oberflächennahe Schichten, die Dichten unter 240 kg m^{-3} aufwiesen. Über den gesamten Beobachtungszeitraum lies sich eine Zunahme der mittleren Dichte auf $366 \pm 40 \text{ kg m}^{-3}$ (30.05.) erkennen. Spätere Dichtemessungen waren aufgrund der zu geringen Schneedicke nicht möglich (Abb. 4.4). Insgesamt ist zu beachten, dass diese Dichtewerte Eislagen nicht berücksichtigen und somit nicht als Massenbilanzwert geeignet sind.

Die Ergebnisse der Snow Fork–Messungen (Abb. 4.7a) spiegeln einen ähnlichen Verlauf der Ergebnisse wider und weisen ähnliche Schwankungsbreiten auf. Ein Vergleich beider Messverfahren wird im folgenden Abschnitt anhand der Messungen bei SEBISUP03 durchgeführt und mit zusätzlichen Massenbilanzuntersuchungen verknüpft, die für SEBISUP02 nicht vorliegen.

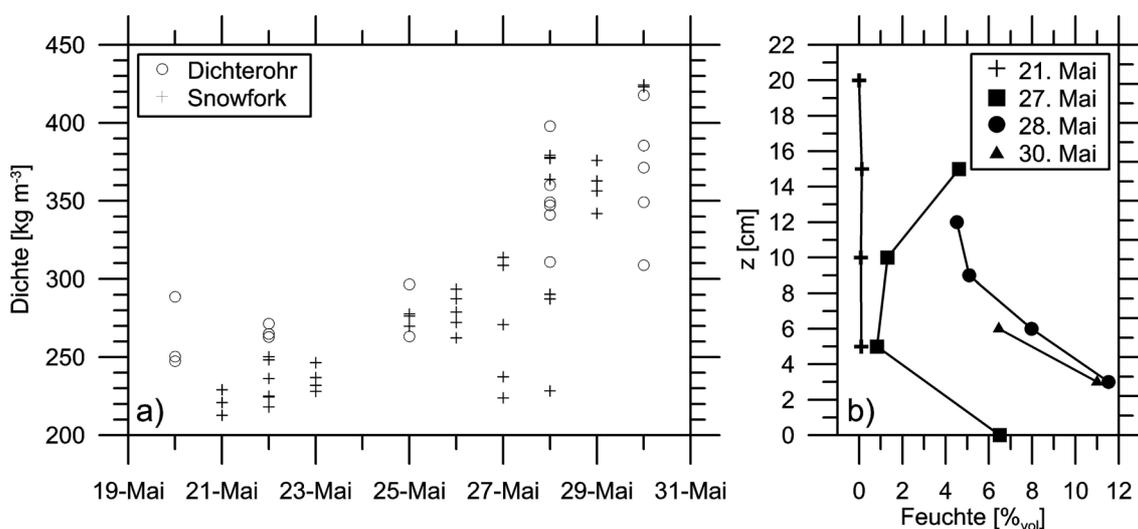


Abbildung 4.7: SEBISUP02: (a) Vertikal gemittelte Dichte des Schnees aus Dichterohr- und Snow Fork-Messungen. (b) Feuchte des Schnees unter spät-winterlichen (21.05.2002), Schmelzbeginn- (27.05.) und Schmelz-Bedingungen (28. und 30.05.).

Schneefeuchte:

Abbildung 4.7b zeigt die Zunahme der Feuchte für die drei wesentlichen Phasen, vor Schmelzbeginn, beim Einsetzen des Schmelzens und während der Schmelzphase. Am 21.05. betrug der Anteil flüssigen Wassers in der Schneedecke weniger als $0,2 \text{ ‰}_{vol}$. Bei einsetzendem Schmelzen nahm die Feuchte aufgrund von Schmelzprozessen zunächst an der Oberseite und dann auch an der Unterseite zu, wo sich versickernde Feuchte vor dem Wiedergefrieren sammelte. Während der Schmelzperiode stieg die

Feuchte bis auf 11,5 %_{vol}. Zu diesem Zeitpunkt war die Schneebedeckung isotherm und in einigen Bereichen wassergesättigt, was jedoch den Kalibrationsbereich der Snow Fork überstieg. Der Mittelwert über die gesamte hoch-metamorphen Schneedicke betrug 8,6 %_{vol}.

Stratigraphie:

Am 21.05.2002 konnten entlang des gesamten Messprofils gut einige Strukturelemente ausgemacht werden, auch wenn sich die Schichten lokal in Dicke, Härte und dem Grad der Vereisung unterschieden (Abb. 4.8). Der 23 cm dicke Schnee war an der Schnee-Eis-Grenze trocken und es trat keine Überflutung auf. Die untersten 6 cm bestanden aus mindestens zwei Eislagen mit bis zu 2 cm Dicke, die durch losen, weichen Schnee mit eingestreutem Tiefenreif voneinander getrennt waren. Direkt darüber befand sich eine harte, eisige Schicht auf der eine ca. 6 cm dicke Schicht aus lose verbundenen Kristallen mit Durchmessern um 1 mm lagerte. Die obersten 7 bis 8 cm umfassten wiederum harten und eisigen Schnee, der im obersten Zentimeter mit weichem Schnee bedeckt war.

Nach einsetzendem Schmelzen (Abb. 4.8, 27.05.2002) wurden die untersten 1 bis 2 cm nass ($fl = 6,5$ %_{vol}, Abb. 4.7b) und leicht salzig. Darüber verdickten sich die vorhandenen Eislagen und die Unterschiede zwischen den zuvor als weich und hart unterschiedenen Schichten nahmen stark ab. Der Schnee wurde zusätzlich feucht (s. o.). Die Abbildungen 4.8 und 4.4 zeigen, dass sich um den 29.05. eindeutig eine bis zu 5 cm dicke Schicht Aufeis auf dem unterliegenden Meereis ausbildete (Kap. 5.1). Die Korngrößen des darüber befindlichen Schnees nahmen auf 2 bis 3 mm zu. Ab dem 31.05. war der Schnee gänzlich verschwunden und die Oberfläche bestand aus ca. 1,0 bis 2,0 cm zerfallenem Eis mit Korngrößen von 0,5 bis 1,5 cm, wie in Abbildung 5.3 zu erkennen ist.

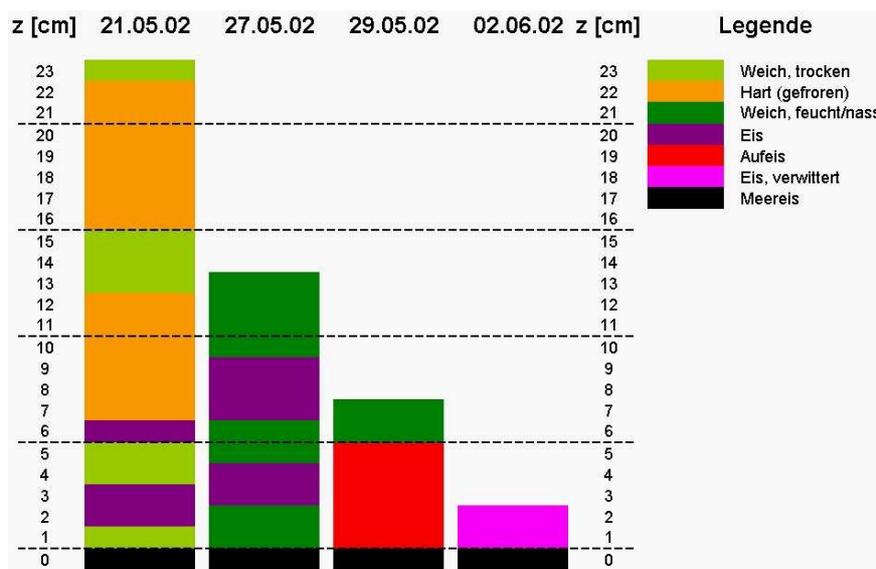


Abbildung 4.8: *SEBISUP02*: Stratigraphische Entwicklung des Schnees von Beginn bis Ende des Beobachtungszeitraums. $z = 0$ bezeichnet die Meereisoberseite zu Beginn der Messungen.

Albedo:

Zu Beginn der Messungen am 20.05.2002 betrug die spektral aufgelöste Albedo mehr als 0,9 für alle Wellenlängen zwischen 396 und 1074 nm (Abb. 4.9a). Entsprechend ist auf dem zugehörigen Foto in Abbildung 4.9c eine sehr gleichmäßig weiße Schneebedeckung zu erkennen. Sie spiegelte spät-winterlichen Schnee wieder, der bis zum Schmelzbeginn erhalten blieb. Unter diesen wolkenlosen Bedingungen wies die integrale Albedo (Abb. 4.9b) jedoch einen besonders ausgeprägten Tagesgang von bis zu 0,2 auf, welcher stark mit der einfallenden kurzwelligen Strahlung korrelierte. Diese Variationen sind vermutlich größtenteils auf Strahlungsfehler am Gerät zurückzuführen, da das richtungsabhängige Reflexionsvermögen der Schneekristalle zwar einen Tagesgang hervorruft, dieser aber wesentlich geringer abgeschätzt werden kann.

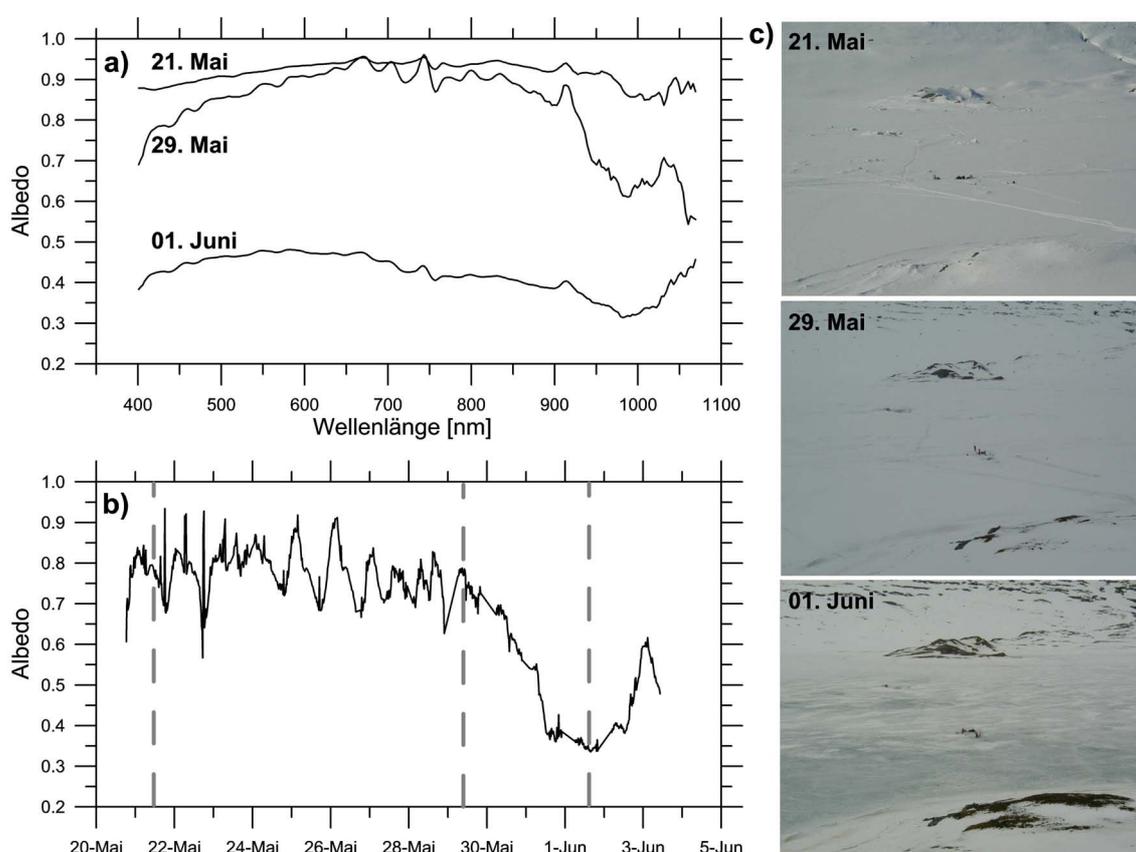


Abbildung 4.9: SEBISUP02: (a) Spektrale Albedo unter spät-winterlichen (21.05.2002), frühen Schmelz- (29.05.) und späten Schmelz-Bedingungen (02.06.). (b) Integrale Albedo über den gesamten Beobachtungszeitraum. Die drei vertikalen gestrichelten Linien zeigen die in (a) und (c) ausgewählten Zeitpunkte. (c) Blick von Gerdøya auf das Messfeld an den drei ausgewählten Tagen. Alle Aufnahmen zeigen den gleichen, auf das Messfeld zentrierte, Bildausschnitt.

Vom Schmelzbeginn am 27.05. bis zum 29.05. nahm die integrale Albedo nur geringfügig ab (Abb. 4.9b), wobei sich auch die spektrale Albedo bis zu diesem Zeitpunkt im sichtbaren Wellenlängenbereich kaum veränderte. Entsprechend zeigt auch das Foto vom 29.05. eine ähnlich reflektierende Oberfläche, die aufgrund starker Bewölkung das Bild etwas dunkler erscheinen lässt als das vom 21.05. bei strahlendem Sonnenschein. Im Gegensatz zum sichtbaren Bereich war die Albedo am 29.05. im Infrarot-Bereich bereits bis auf 0,55 gesunken, was auf die Zunahme von Feuchte

und Korngröße im Schnee schließen lässt (Hall und Martinec, 1985).

Nach dem 29.05. sank die integrale Albedo durch fortschreitende Schmelzprozesse und Verwitterung des Schnees und der Eislagen stark ab und erreichte ihr Minimum als die Oberfläche aus einer Aufeissschicht bestand (Kap. 5.1), auch wenn die Abnahme bis auf Werte um 0,35 (01.06. , Abb. 4.9b) vermutlich überschätzt ist (s. kurzweilige Strahlung). Die spektralen Messungen zeigen, dass die Unterschiede einzelner Wellenlängen wieder deutlich geringer waren und das Foto vom Ende des Beobachtungen spiegelt die sehr nasse und grau scheinende Meereisoberfläche wieder. Der Anstieg der Albedo am letzten Tag ging mit dem Zerfall des Aufeises in grobkörnige Kristalle einher.

4.2.3 Meereiseigenschaften

Eisdicke:

Die Meereisdicke an der Station betrug zu Beginn der Beobachtungen 0,78 m und zeigte keine signifikante Abnahme, wie aus Abbildung 4.10b zu entnehmen ist. Hingegen nahm die Gesamtdicke des Eises von Mitte März bis Mitte Mai um über 0,4 m zu und wies in dieser Zeit eine wesentliche Wachstumsphase auf, wie sie häufig auf dem Kongsfjord beobachtet wird (S. Gerland, persönliche Mitteilung). Das Freibord war positiv entlang des Profils und betrug 5 mm aus Messungen und 2 mm wenn es basierend auf der Schneeaufgabe errechnet wird. Die Tatsache, dass z_{ice} nicht abnahm lässt darauf schließen, dass die aus der Atmosphäre eingetragene Energie zum Großteil für die Schneeschmelze verbraucht und der Rest in internem Schmelzen umgesetzt wurde. Letzteres führte zu einer Erhöhung der Porosität durch Aufweitung von Soletaschen und –kanälen.

In der Umgebung des Schneeprofiles wurde Überflutung beobachtet, was vor allem auf laterale Variationen von Schneeaufgabe und Meereisdicke zurückzuführen ist, oder auch durch Deformationen hervorgerufen werden kann, die aus der Kalbung des Conwavybreen resultieren (Abb. 3.1).

Temperatur des Meereises:

Die zeitliche Entwicklung der Grenzflächentemperatur zwischen Schnee und Meereis wurde bereits oben vorgestellt. Darüber hinaus zeigt Abbildung 4.10a das Temperaturprofil des Meereises unter Schmelzbedingungen (02.06.2002). Die Eisoberfläche, hier unter Berücksichtigung des Aufeises bei $z_s = 0,05$ m, befand sich am (Süßwasser–) Schmelzpunkt, während das Temperaturminimum bei $z = -0,54$ m und $-1,8$ °C im Eisinneren lag und auf eine gleichzeitige Erwärmung von oben und unten hinweist. Die Erwärmung von unten ist auf den Ozeanwärmestrom und den Austausch mit wärmeren Wassermassen zurückzuführen, jedoch liegen hierzu keine Messungen vor.

Salzgehalt des Meereises:

Abbildung 4.10b zeigt die Entsalzung des Meereises während des Übergangs von winterlichen Bedingungen bis zur vollständigen Schneeschmelze. Unter winterlichen Bedingungen (16.03.2002)² (16. März) wies das Meereis ein typisches C-Profil auf.

²Der Kern vom 16.03.2002 wurde nahe der späteren Wetterstationsposition von S. Gerland während Feldmessungen des Norsk Polarinstitutts erbohrt.

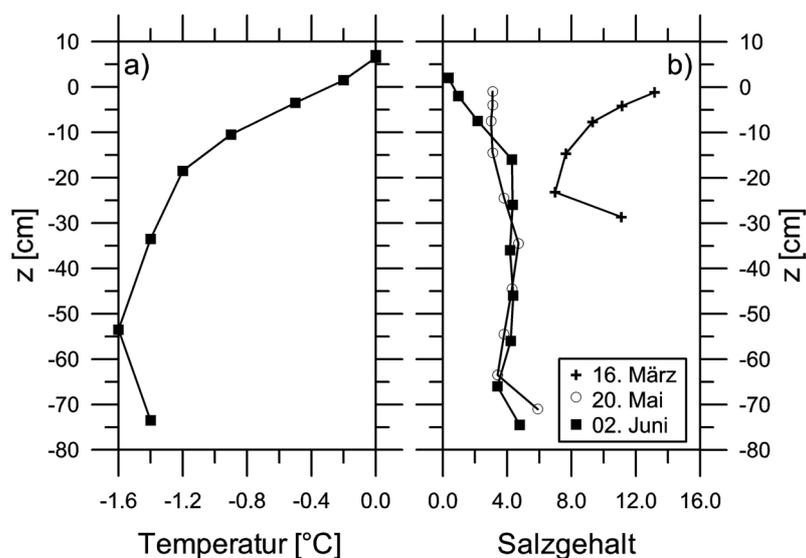


Abbildung 4.10: SEBISUP02: (a) Temperaturprofil des Meereises unter Schmelz-Bedingungen. (b) Salzgehaltsprofile von vollständigen Meereiskernen. Alle Profile sind relativ zum Meeresspiegel ($z = 0$) dargestellt. Zu den beiden frühen Eiskernen liegen keine Temperaturinformationen vor.

Die beiden sommerlichen Salzgehaltsprofile unterschieden sich unterhalb von 0,15 m nur geringfügig. Oberflächennah waren jedoch sowohl eine starke Aussüßung durch den Eintrag von Süßwasser und starke Entsalzung als auch die neu gebildete Aufeissschicht zu erkennen. Weitere Salzgehaltsprofile von Oberflächenkernen werden in Abschnitt 5.1 im Zusammenhang mit der detaillierten Beschreibung der Aufeisbildung diskutiert.

4.3 Kongsfjord 2003 (*SEBISUP03*)

Die zweite Expedition in den Kongsfjord vom 16.05. bis 03.06.2003 diente dem Vergleich der Schneeschmelze und Aufeisbildung unter anderen meteorologischen Bedingungen. Da sich beide Messprogramme (2002 und 2003) sehr ähneln, wird hier vor allem auf zusätzliche Untersuchungen und charakteristische Unterschiede zwischen beiden Schmelzsaisons eingegangen. Eine Einordnung beider Feldmessungen in generelle Bedingungen während des Frühjahrs in der Kongsfjord-Region erfolgt mit Hilfe der Modellsimulationen in Kapitel 7.3.

4.3.1 Meteorologische Randbedingungen

Die meteorologischen Messungen während *SEBISUP03* wurden in einigen Aspekten gegenüber denen von *SEBISUP02* verbessert. So wurden zur Minimierung der Strahlungsfehler belüftete Sensoren zur Messung der Lufttemperatur verwendet und die gesamte Wetter- und Strahlungsstation nur noch über einen CR7-Datenlogger betrieben, was die Handhabung und Auswertung der Daten vereinfachte. Des Weiteren führte die Verlagerung des Messfeldes um einige hundert Meter fjordeinwärts dazu, dass das Messfeld nur für wenige Minuten gegen 4:00 Uhr morgens abgeschattet wurde (Abb. 3.2). Alle Messungen sind in Abbildung 4.11 in voller zeitlicher Auflösung und in Abbildung 4.29b als Tagesmittelwerte dargestellt.

Die Abbildungen 4.11a&b zeigen wie sich die Strahlungsbedingungen *SEBISUP03* in drei Phasen unterteilen lassen. Die erste Phase zwischen dem 16. und 24.05. zeichnete sich durch starke Bewölkung aus, was zu geringen kurzwelligen (Tagesmaxima $< 400 \text{ W m}^{-2}$) und hohen langwelligen (270 bis 310 W m^{-2}) abwärts gerichteten Strahlungsflüssen führte. Die zweite Phase (bis einschließlich 28.05.2003) war durch lang anhaltende, wolkenlose Witterungsbedingungen gekennzeichnet, sodass $S\downarrow$ auf bis zu 550 W m^{-2} zunahm und $L\downarrow$ entsprechend unter 200 W m^{-2} sank. In der anschließenden dritten Phase (ab 29.05.) herrschte wieder starke Bewölkung vor und die Strahlungsflüsse ähnelten den zu Beginn gemessenen. Die turbulenten Flüsse trugen im Vergleich zu denen von *SEBISUP02* aufgrund der deutlich höheren Windgeschwindigkeiten von $1,6 \pm 1,7 \text{ m s}^{-1}$ (max. $9,0 \text{ m s}^{-1}$, Abb. 4.11f) mit $-9,2 \pm 9,7 \text{ W m}^{-2}$ wesentlich stärker zur Abkühlung der Schneeoberfläche bei, lassen sich jedoch nicht in die drei Phasen unterteilen (Abb. 4.11c).

Abbildung 4.11d zeigt die Lufttemperatur während der Feldmessungen. Nachdem T_{air} vom 17. bis 21.05. nur geringfügig von $0 \text{ }^\circ\text{C}$ abwich, schwankte sie in der 2. Phase unregelmäßig zwischen -8 und $+2 \text{ }^\circ\text{C}$. In der dritten Phase ähnelten auch die Lufttemperaturen wieder denen zu Beginn der Feldmessungen. Die mittlere Lufttemperatur betrug $1,2 \pm 1,5 \text{ }^\circ\text{C}$, $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ mehr als im Jahr zuvor (Tab. 4.2). Die relative Luftfeuchtigkeit unterschied sich kaum von der in 2002 und variierte um einen Mittelwert von $68,05 \pm 13,75 \text{ } \%$ zwischen 30 und $90 \text{ } \%$ (Abb. 4.11e).

4.3.2 Schneeeigenschaften

Schneedicke:

Die Entwicklung der mittleren Schneedicke ist in Abbildung 4.4 dargestellt. Zu Beginn war der Schnee mit $14,5 \pm 4,6 \text{ cm}$ um $7,8 \text{ cm}$ dünner als im Jahr zuvor. Dieser Unterschied resultiert aus unterschiedlichen Niederschlagsmengen, vor allem aber

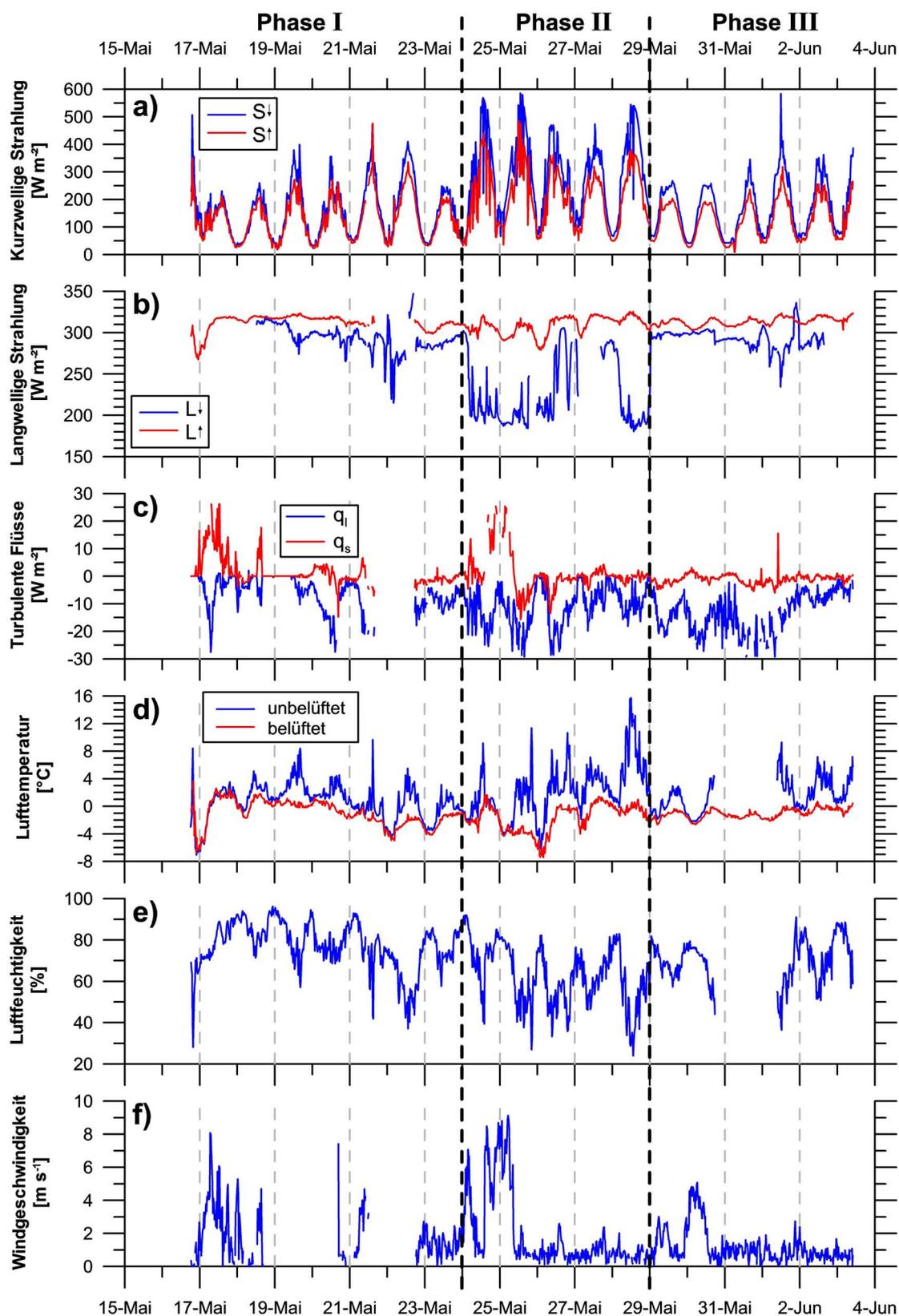


Abbildung 4.11: SEBISUP03: Meteorologische Bedingungen (a) Einfallende (S_{\downarrow}) und reflektierte (S_{\uparrow}) kurzwellige Strahlung (b) Langwellige Gegen- (L_{\downarrow}) und Ausstrahlung (L_{\uparrow}) (c) Latenter (q_l) und sensibler (q_s) Wärmefluss (d) Lufttemperatur (T_{air}) gemessen mit einem belüfteten und einem unbelüfteten Pt-100 (e) Relative Luftfeuchtigkeit (rh) (f) Windgeschwindigkeit (v). Unterbrechungen in den Datenreihen sind auf Gerätedefekte zurückzuführen.

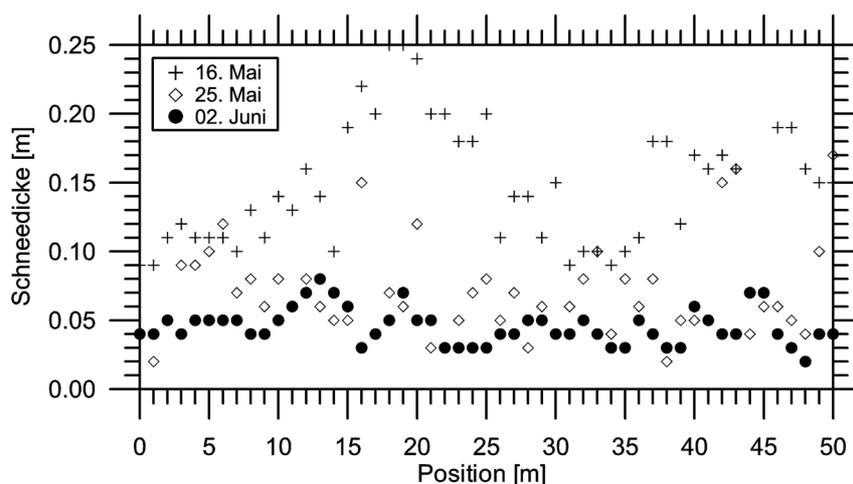


Abbildung 4.12: *SEBISUP03*: Schneedicke entlang des Messprofils zu Beginn (16.05.), in der Mitte (25.05.) und am Ende der Feldmessungen (02.06.)

hängt die Schneehöhe am Ende des Winters davon ab, ab wann der Fjord im Untersuchungsgebiet durchgängig zugefroren ist, bzw. ab wann sich Schneefälle auf dem Meereis akkumulieren. Der vorübergehende Anstieg auf bis zu 15,1 cm ist mit lokalen Variationen der Schneedicke zu erklären, die wesentlich größer sind als die Messungenauigkeiten der Stabmessungen.

Die lateralen Variationen entlang des Messprofils nahmen mit abnehmender mittlerer Schneedicke ebenfalls ab (Abb. 4.12). Maximale Schneehöhen betrugen anfänglich 25 cm und wiesen damit Unterschiede von bis zu 16 cm innerhalb des 50 m Profils auf, welches als möglichst homogenes und ebenes Gebiet ausgewählt wurde. Zur Mitte der Beobachtungen (25.05.2003) war die Schneedicke bereits auf $7,0 \pm 3,4$ cm zurückgegangen, die lokalen Variationen betrugen jedoch immer noch bis zu 15 cm. Erst zum Ende der Feldmessungen (02.06.) bildete der Schnee eine sehr gleichmäßige Auflage von $4,5 \pm 1,3$ cm bei Maximalwerten bis zu 7,0 cm. Hierbei ist jedoch in Hinblick auf die weiteren Resultate dieser Expedition zu beachten, dass die Gesamtdicke gegen Ende der Messungen um 8 cm lag, wenn die Aufeisdicke mit berücksichtigt wird. Je nach Härte der Aufeissschicht ging sie teilweise in die hier gemessene Schneedicke mit ein (Abb. 4.14). Innerhalb der nächsten beiden Wochen schmolz auch der restliche Schnee und die Eisoberseite bestand aus verwitterten Eisschichten (S. Gerland, pers. Mitteilung, vgl. Abb. 5.3).

Schneetemperatur:

Die Ergebnisse von 2002 haben die generelle Entwicklung der Temperatur innerhalb des Schnees bereits beschrieben und gezeigt, wie die Umkehr des Temperaturgradienten und die daraus folgende Isothermie des Schnees zur Abnahme der Schneedicke führen. Entsprechend wird die Schneetemperatur während *SEBISUP03* anhand des Temperaturgradienten und der $0,0$ °C-Isotherme diskutiert (Abb. 4.13).

In 2003 erreichte die Lage der $0,0$ °C-Isotherme nie die Schnee-Eis-Grenze, sondern befand sich zumeist nahe der Oberfläche oder in der oberen Hälfte des Schnees (Abb. 4.13a). Entsprechend gab es keine stark ausgeprägten und lang anhaltenden Schmelzereignisse, auch wenn sich der Schmelzpunkt durch die Abnahme der Schnee-

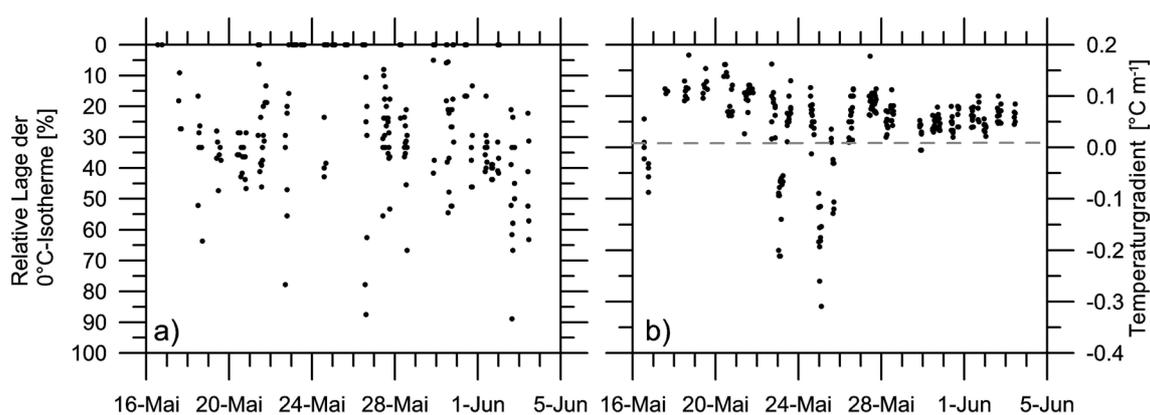


Abbildung 4.13: SEBISUP03: (a) Relative Lage der 0,0 °C-Isotherme im Schnee. 0 % bezeichnet die Schneeoberseite, 100 % die Schnee-Eis-Grenze (b) Temperaturgradient (dT/dz) zwischen Meereis- und Schneeoberseite, positive Werte geben wärmere Schneeoberseiten an.

dicke gegen Ende der Beobachtungen der Schneeunterseite näherte. Aufgrund der wesentlich höheren Oberflächentemperaturen war der Temperaturgradient beinahe über den gesamten Beobachtungszeitraum positiv. Einzige Ausnahme bildete der Zeitraum 23. bis 26.05.2003, als einige nahezu wolkenlose Tage mit geringerer $L\downarrow$ zu geringeren Oberflächentemperaturen führten. Aber auch an diesen Tagen kehrte sich der Temperaturgradient am Nachmittag wieder zu positiven Werten.

Schneedichte und –masse:

Abbildung 4.14a zeigt die Entwicklung der Dichte des Schnees anhand aller durchgeführten Dichterohr- und Snow Fork-Messungen. Die Ergebnisse der ersten Woche zeigen ebenso wie die von SEBISUP02 stark schwankende aber dennoch übereinstimmende Ergebnisse beider Methoden, sodass die aufwendigeren Dichterohrmessungen ab dem 25.05.2003 zugunsten häufigerer Snow Fork-Messungen eingestellt wurden. Beide Messungen lieferten keine eindeutige Dichte und Gesamtmasse des Schnees zu Beginn der Messungen. Basierend auf den Tagesmittelwerten der Snow Fork-Messungen beträgt die Dichtezunahme lediglich $3,7 \text{ kg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$, jedoch ist das Bestimmtheitsmaß R^2 mit 0,16 sehr gering (Abb. 4.14b).

Da die Bestimmung der Dichte des Schnees sowie die Bilanzierung der Masse von großer Bedeutung für die Beurteilung des Schmelzverhaltens und die Bildung von Aufeis sind, wurden über die Messungen von 2002 hinaus zusätzlich Schneeböcke ausgewertet (Kap. 3.3). Im Gegensatz zu den Messungen mit der Snow Fork oder den Dichterohren beinhalten diese interne Eislagen und im weiteren Verlauf auch Aufeis. Basierend auf diesen Schneeböcken zeigt Abbildung 4.14b eine wesentliche Zunahme der mittleren Dichte des Schnees von $12,7 \text{ kg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ ($R^2 = 0,75$). Während SEBISUP03 stieg die Gesamtdichte von 393 kg m^{-3} (Mittelwert 16. bis 17.05.) auf 568 kg m^{-3} (02.06.). Ab dem 24.05. war es möglich die Schneeböcke horizontal zu teilen und so die oberen, leichteren von den unteren, mit Eislagen durchsetzten Schichten zu trennen und zwei Dichtewerte zu erhalten. Am 24. ließen sich so die oberen 6 cm mit einer Dichte von 221 kg m^{-3} und die unteren 13 cm mit 458 kg m^{-3} bestimmen. Die Snow Fork-Messungen vom 23. bis 25.05. ergaben eine mittlere Dichte von 216 kg m^{-3} . Dieser Vergleich und auch die folgenden Tage

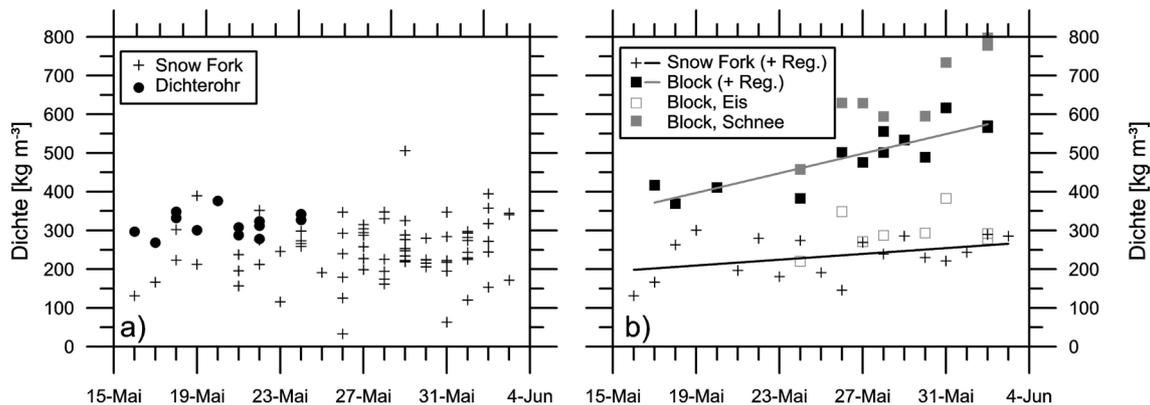


Abbildung 4.14: SEBISUP03: Vertikal gemittelte Dichte des Schnees unter Verwendung unterschiedlicher Methoden. (a) Alle Dichterohr- und Snow Fork-Messungen, Dichterohrmessungen wurden nur bis zum 24.05. durchgeführt. (b) Tagesmittelwerte der Snow Fork-Messungen aus (a) und mittlere Dichte der Schneeblockmessungen, wobei ab dem 24.05. zwischen oberen und unteren Schichten unterschieden wird. Die Linien zeigen die linearen Regressionen der Snow Fork-Messungen und der Schneeblockmessungen.

zeigten, dass die Messungen mit der Snow Fork, und entsprechend auch die der Dichterohre, jeweils einen guten Wert für den losen Schnee angeben, die Gesamtdichte jedoch deutlich unterschätzten. Abbildung 4.14b zeigt, wie sich die mittlere Dichte der Snow Fork-Messung mit zunehmender Ausbildung von Eislagen von der der Schneeblöcke unterscheiden. Ebenfalls lässt sich der schnelle Anstieg der Dichte des unteren, eisigen Anteils erkennen, während sich die oberen Schneeschichten kaum verdichteten.

Schneefeuchte:

Die Messungen der Schneefeuchte, die im Rahmen dieser Expedition durchgeführt wurden, bilden einen wesentlichen Teil der Tagesgangsuntersuchungen in Abschnitt 4.1. Sie wiesen auf geringe Schmelzprozesse im Verlauf des Nachmittags (um das Temperaturmaximum) auf, während die Feuchte bei geringen Sonnenständen wieder abnahmen und so keinen langfristigen Trend aufwiesen. Zusätzlich wird die zeitliche und vertikale Verteilung der Feuchte im Rahmen der Modellanwendungen in Kapitel 7.2 erneut aufgegriffen.

Stratigraphie:

Schon zu Beginn der Messkampagne (16.05.2003) zeigte sich ein wesentlicher Unterschied zum Vorjahr, da im gesamten Messfeld ($100 \times 100 \text{ m}$) Überflutung zu einer ca. 2 cm dicken Slushschicht geführt hatte, wobei der Slush einen sehr geringen Schneeanteil und einen hohen Salzgehalt aufwies. Dies war vermutlich auf das negative Freibord zurückzuführen, das wiederum daraus resultierte, dass sich das Festeis lokal nicht im isostatischen Gleichgewicht befand. Insgesamt war der Schnee zu Beginn sehr stark gegliedert (Abb. 4.15), wies jedoch durch das gesamte Gebiet eine sehr einheitliche Stratigraphie auf. Einzelne Schichtdicken skalierten dabei mit der oben diskutierten lokalen Variation der Schneedicke. Es ist zu beachten, dass $z_s = 0$ der Meereisoberkante entspricht, wie sie mit Hilfe der Stabmessungen ermittelt wurde. Oberhalb des Slush befand sich eine ca. 3 cm starke harter Schnee, über dem eine

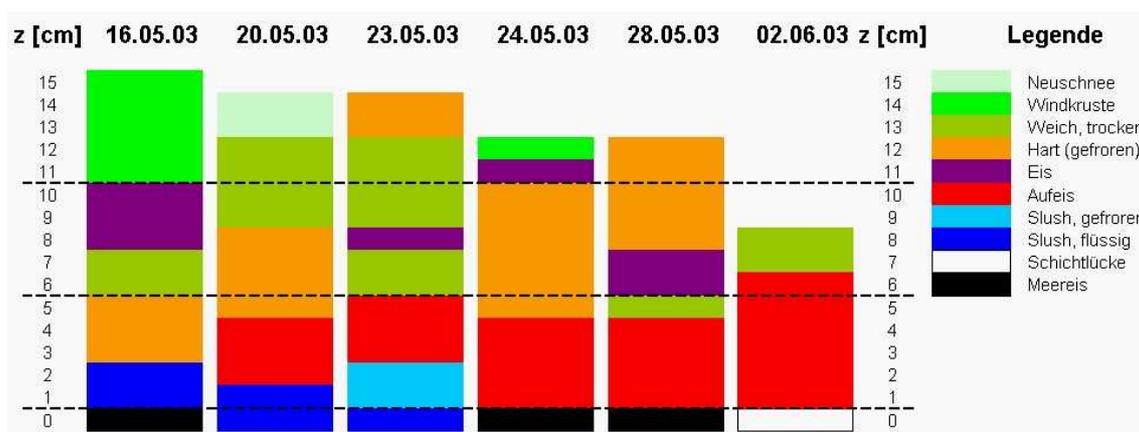


Abbildung 4.15: SEBISUP03: Stratigraphische Entwicklung vom Beginn der Beobachtungen bis zu deren Ende. $z_s = 0$ bezeichnet die ursprüngliche Meereisoberseite.

ca. 2 cm dicke grobkörnige ($dg = 2$ mm) Schneeschicht lag, die wiederum von 2 cm Eis überlagert wurde. Die obersten 5 cm der insgesamt 15 cm Schnee waren relativ jung und windgepackt.

Die mittlere Eisschicht (vom 16.05.) war bereits nach wenigen Tagen nicht mehr eindeutig zu identifizieren, sondern ging aufgrund der anfänglichen Erwärmung in teils lose, teils gefrorene Teilschichten über (20.05.). Dafür bildete sich die Eisschicht oberhalb der Slushschicht zu einer Aufeissschicht mit einer Dicke von 3 bis 5 cm aus, welche im Verlauf der Beobachtungen mit darüber liegenden Eisschichten verbunden wurde (Kap. 5.1). Die Schneeoberseite wurde innerhalb der ersten Tage mit bis zu 2 cm Neuschnee bedeckt, der sich in der Folgezeit durch den Tagesgang der atmosphärischen Bedingungen veränderte. Durch die vergleichsweise hohe Windgeschwindigkeit am 24. und 25.05. bildete sich eine Windkruste, die in der Folgezeit durch Erwärmungen im Tagesgang wieder zerfiel.

Abbildung 4.15 zeigt, dass als Folge der negativen Energiebilanz (Abb. 4.29b) auch die obersten 2 cm der Slushschicht gefroren und sich in der Folgezeit an vielen Stellen eine feste Verbindung zwischen Aufeis und Meereis herstellten. Auch die tiefer gelegenen Schneeschichten verfestigten sich zunehmend, sodass am 24.05. eine sehr trockene und hart gefrorene Schneeauflage mit Eisschichten vorlag. Ab diesem Zeitpunkt wurde an der Schnee–Eis–Grenze eine durchgehende Aufeissschicht beobachtet, die teilweise direkt auf dem Meereis, teilweise oberhalb einer Slushschicht lag. Anhand der Stratigraphie vom 24.05. bis 02.06. war beispielhaft zu beobachten, wie sich Schnee, der aus einer Wechsellagerung von metamorphem Schnee und Eis bestand, durch weitere Kompaktion und internes Schmelzen bis zum Ende der Beobachtungen in mehr als 5 cm Aufeis transformierte. Diese Prozesse werden in Kapitel 5.1 ausführlicher behandelt.

4.3.3 Meereiseigenschaften

Eistemperatur:

Während des Beobachtungszeitraums vom 18.05. bis 03.06.2003 erhöhte sich die mittlere Temperatur des Meereises von $-2,37$ °C auf $-1,62$ °C. Parallel zur Erwärmung, die sich über alle Tiefenbereiche erstreckte, stieg das Temperaturminimum

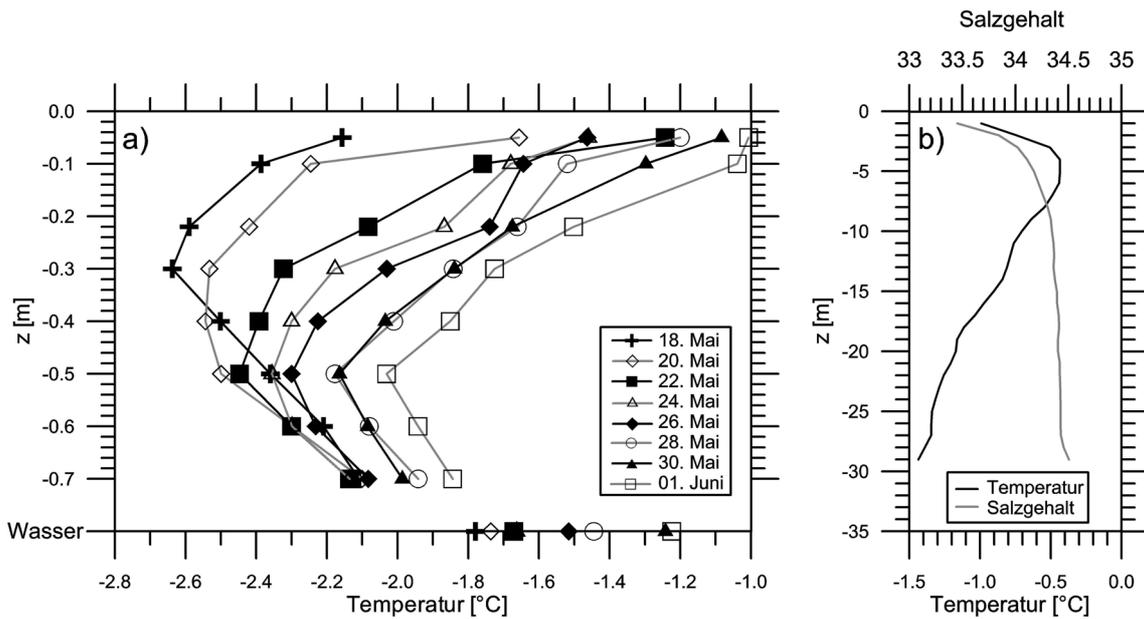


Abbildung 4.16: SEBISUP03: (a) Zeitliche Entwicklung der Temperatur im Meereis und im Wasser anhand von Profilen aus Tagesmittelwerten. Insgesamt waren 8 PT100-Sensoren im Eis zwischen $z = -0,05$ m und $z = -0,70$ m eingefroren, wobei $z = 0$ die Meereisoberseite bezeichnet. Die Eisdicke nahm von 0,78 m (18.05.2003) auf 0,72 m (03.06.) ab. Die Wassertemperatur wurde 1,0 m unter der Schnee/Eis-Grenzfläche ($z = 0,0$ m) gemessen. (b) Wassertemperatur und -salzgehalt aus einer CTD-Messung an der Station am 06.06. (Gemessen von K. Widdel).

nicht über $-2,0$ °C, sank jedoch innerhalb des Meereises von einer Tiefe um $-0,3$ m auf Tiefen um $-0,5$ m ab (Abb. 4.16a). Der Temperaturgradient zwischen dem Temperaturminimum und der Eisoberseite stieg in dem Zeitraum von $1,60$ °C m^{-1} auf $2,05$ °C m^{-1} , was einer überdurchschnittlichen Erwärmung der Oberfläche gegenüber dem Eiskörper entsprach.

Insgesamt führte das stets vorhandene Minimum dazu, dass der Wärmefluss vom Schnee in das Meereis hinein gerichtet war und somit das Meereis durch seine hohe Wärmekapazität eine Wärmesenke darstellte. So trug das Meereis zum Wiedergefrieren von Schmelzwasser bei, da die frei werdende latente Wärme in das Meereis geleitet wurde, was umgekehrt zu dessen Erwärmung und innerem Schmelzen beitrug. Die Gesamtdicke des Meereises ging an der Position der Pt-Kette nur in geringem Maße von 0,78 m auf 0,72 m zurück.

Die stark negative langwellige Strahlungsbilanz vom 24. bis 26.05. (Abb. 4.11) führte zu einem vorübergehenden Rückgang der oberen Grenzflächentemperatur, während sich der Eiskörper unterhalb des obersten Sensors ($0,05$ m) stetig weiter erwärmte. Insgesamt erwärmte sich die Schnee-Eis-Grenze um $1,15$ °C von $-2,16$ °C auf $-1,01$ °C und war somit immer noch deutlich kälter als der Süßwassergefrierpunkt. Die Eisunterseite erfuhr einen deutlich geringeren Temperaturanstieg von nur $0,27$ °C. Die Temperatur der obersten Wasserschicht stieg von $-1,78$ °C auf $-1,22$ °C.

Innerhalb des dargestellten Zeitraums schmolz das Eis um die beiden obersten Sensoren durch die Absorption kurzwelliger Einstrahlung und führte zu einem ausgeprägten Tagesgang nach dem 30.05. (Pt-100 bei $z = -0,05$ m) bzw. nach dem 01.06. (Pt-100 bei $z = -0,10$ m). Die Zeitreihen der einzelnen Sensoren sind hier nicht abgebildet, aber dennoch sind die entsprechenden Datenpunkte in Abbildung 4.16a

vor diesem Hintergrund mit Einschränkungen zu betrachten.

Abbildung 4.16b zeigt ein Temperaturprofil der obersten 29 m des Fjordes nach Beendigung der Feldmessungen (06.06., gemessen von K. Widdel). Die Profile aus dem Hiven und Fieren des Sensors zeigen einen einheitlichen Verlauf mit einem starken Temperaturanstieg unter dem Eis auf ein Maximum von $-0,4\text{ °C}$ in einer Tiefe von -3 bis -6 m. Dies zeigt, dass sich die Deckschicht des Fjordes bereits stark erwärmt hatte, während tieferere Wassermassen noch vergleichsweise kalt waren.

Salzgehalt des Meereises:

Salzgehalte des Meereises unter winterlichen³ (24.04.2003), spät-winterlichen (25.05.) und sommerlichen (02.06.) Bedingungen sind in Abbildung 4.17 dargestellt. Die Profile zeigen, wie auch schon im Jahr zuvor (SEBISUP02, Abb. 4.10b), ein Wachstum des Meereises von April bis Mai und die Aussüßung innerhalb der obersten 10 cm zwischen Mitte Mai und Anfang Juni.

Unterhalb des Meereises zeigt das CTD-Profil ebenfalls eine Aussüßung der Wassersäule, welche auf Schmelzprozesse von Schnee und Meereis schließen lassen (Abb. 4.16b).

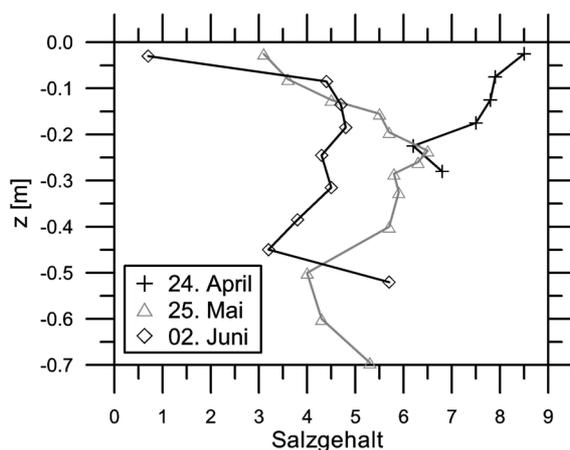


Abbildung 4.17: SEBISUP03: Salzgehalt des Meereises unter winterlichen (24.04.2003), frühlinghaften (25.05.) und sommerlichen (02.06.) Bedingungen. Die Punkte geben Segmentmitten wieder und sind zur besseren Anschauung verbunden.

³Der Kern vom 24. April 2003 wurde nahe der späteren Station von S. Gerland während Feldmessungen des Norsk Polarinstitutts erbohrt und in Ny-Ålesund bei -20 °C zwischengelagert.

4.4 Weddellmeer 2004/05 (*ISPOL*)

Die Messungen im westlichen Weddellmeer haben zwischen dem 28.11.2004 und dem 02.01.2005 auf einer Driftstation/Meereisscholle stattgefunden. Die *ISPOL*-Scholle bestand zum größten Teil aus mehrjährigem Meereis mit Dicken von 1,60 bis 2,00 m und Schneeauflagen von 0,60 bis 1,00 m. Außerdem enthielt sie einjährige Teilschollen (engl.: *Patches*) mit mittleren Eisdicken von 0,90 m bzw. 1,80 m und jeweils einer Schneeaufgabe von ca. 0,30 m Dicke. Stellvertretend für die gesamte *ISPOL*-Scholle werden in diesem Kapitel die Ergebnisse einer dünnen Schneeaufgabe exemplarisch anhand von Messungen auf Patch 6 (P6) und die einer dicken Schneeaufgabe anhand von Patch 8 (P8, s. Luftaufnahme in Abb. 3.4) vorgestellt, da diese beiden Schollenteile mit 55 bzw. 56 Profilmessungen von Temperatur, Dichte, Feuchte und Stratigraphie am intensivsten untersucht wurden. Zunächst werden die meteorologischen Bedingungen zusammengefasst, welche selbstverständlich für alle Schollenteile gleichermaßen gelten.

4.4.1 Meteorologische Randbedingungen

Die meteorologischen Bedingungen während *ISPOL* waren sehr wechselhaft mit lang andauernden Phasen starker Bewölkung, sodass kein klarer Trend zu sommerlichen Bedingungen auszumachen war. Mit Ausnahme von drei kurzen Perioden (30.11.–02.12., 20.12. und 27.–28.12.2004) herrschten Winde aus Nord bis Ost mit geringen Windgeschwindigkeiten von 1 bis 5 m s⁻¹ vor, dagegen kamen stärkere und wärmere Winde mit bis zu 11 m s⁻¹ aus nordwestlicher Richtung (Abb. 4.18f). Insgesamt waren die Windgeschwindigkeiten während *ISPOL* größer als im Verlauf der beiden Spitzbergen-Messungen (Tab. 4.1). Zusätzlich ist bemerkenswert, dass sich am 16.12. ein starkes Hochdruckgebiet im süd-westlichen Weddellmeer ausbildete (1010 hPa), das für wolkenlose Bedingungen und damit verbunden geringe $L\downarrow$ und T_{air} sorgte und sich wesentlich in den Schneeeigenschaften niederschlug (Willmes *et al.*, 2006). Niederschlagsinformationen waren ausschließlich über die Bordwetterwarte von Polarstern verfügbar. Zum einen gab es einen Regenschirm, der jedoch keinerlei brauchbaren Daten für Schneefall lieferte, zum anderen wurden 3-stündlich synoptische Beobachtungen durchgeführt. Diese wiesen unterschiedliche Niederschlagsereignisse auf und klassifizierten die vom 01.12. (18:00 Uhr) bis 02.12. (18:00 Uhr) als moderaten Schneefall und die am 27.12. (21:00 Uhr) als moderaten Schneeregen. Außerdem wurden geringfügige und zumeist diskontinuierliche Schneefälle am 03., 05., 07., 17., 22., 25., 26. und 31.12. beobachtet.

Abbildung 4.18d zeigt, dass die Lufttemperaturen, die auf dem Eis und von der Wetterstation auf Polarstern gemessen wurden, die meiste Zeit zwischen -3,0 °C und 0,0 °C betrug. Die ersten beiden Tage waren wesentlich kälter als die ersten beiden Dezemberwochen, welche die wärmste Phase ausmachten. So betrug die Durchschnittstemperatur innerhalb dieser ersten Wochen -0,9 °C, im Vergleich zu -2,4 °C in den folgenden drei Wochen. Mit Ausnahme weniger Fälle von Kaltluftadvektion und Bodeninversion, die durch strahlungsbedingte Abkühlung während kalter und klarer Nächte auftrat, fiel die Lufttemperatur nicht unter -5,0 °C.

Aufgrund der in Relation zu Spitzbergen geringen geographischen Breite sank die kurzweilige Strahlung auch im Mittsommer nachts auf 0 W m⁻² (Abb. 4.18a). Tagesmaxima überschritten an wolkenlosen Tagen 900 W m⁻² und unter starker Be-

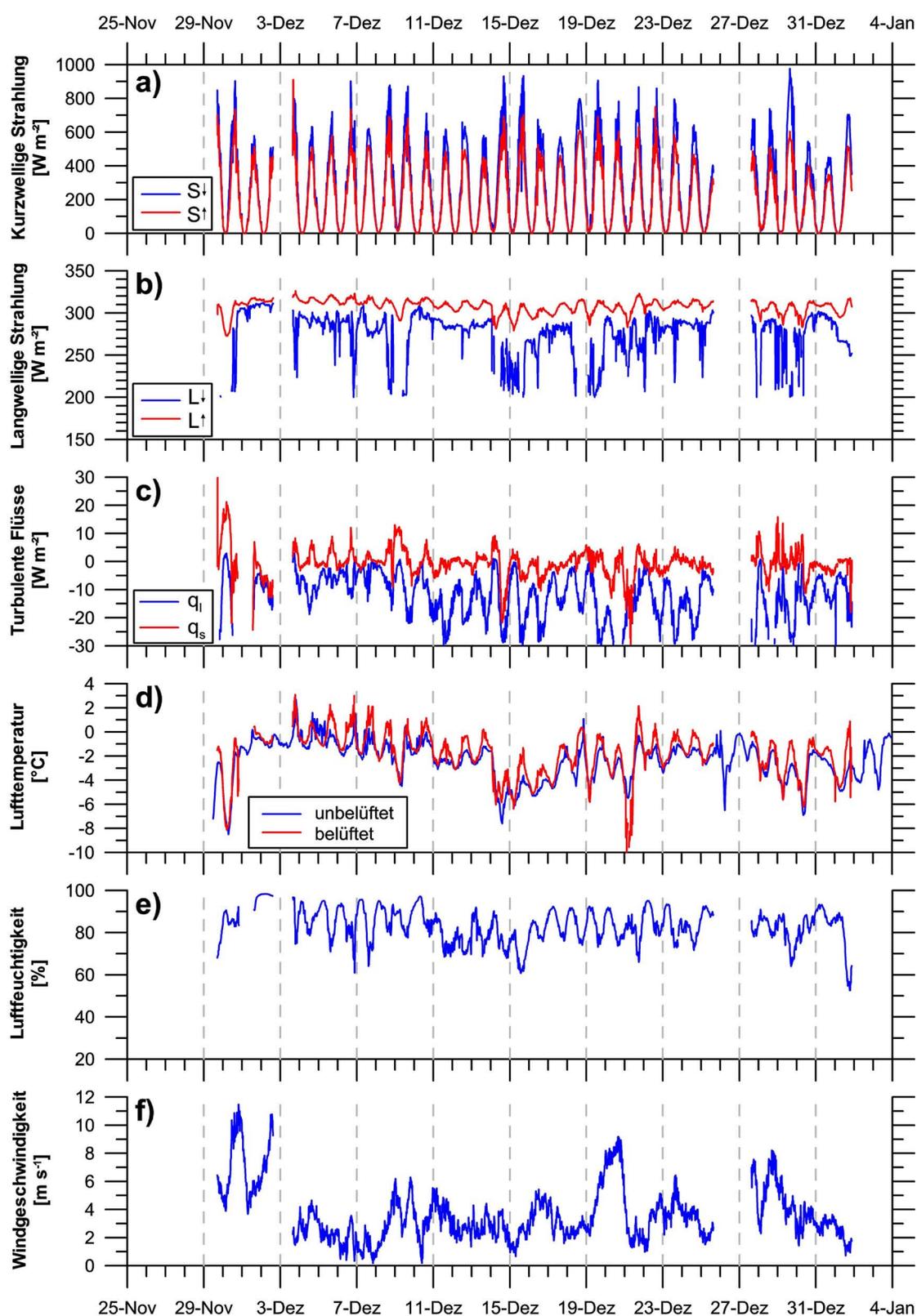


Abbildung 4.18: ISPOL: (a) Einfallende (S_{\downarrow}) und reflektierte (S_{\uparrow}) kurzwellige Strahlung (b) Langwellige Gegen- (L_{\downarrow}) und Ausstrahlung (L_{\uparrow}) (c) Latenter (q_l) und sensibler (q_s) Wärmefluss (d) Lufttemperatur (T_{air}) gemessen auf dem Eis (unbelüftet) und auf Polarstern (belüftet) (e) Relative Luftfeuchtigkeit (rh) (f) Windgeschwindigkeit (v). Bis zum 25.12.2004 fanden die Messungen auf P6, anschließend auf P9 statt (s. Luftaufnahme in Abb. 3.4). Unterbrechungen sind auf das Umsetzen der Wetterstation am 02. und 25.12. zurückzuführen (Kap. 3.1).

wölkung immerhin noch 400 bis 600 W m⁻². Daher betrug Q_S tagsüber bis zu 200 W m⁻² und im Mittel über die gesamte Drift 61,6 W m⁻².

Die in Abbildung 4.18b dargestellte Variabilität von $L\uparrow$ ist gering und resultierte aus dem schwachen Tagesgang der Oberflächentemperatur des Schnees. Daher wurden Veränderungen der langwelligen Strahlungsbilanz von $L\downarrow$ dominiert, welche die wechselhaften Bewölkungsverhältnisse wiedergab. Eine lang anhaltende Phase starker Bewölkung dominierte Q_L vom 10. bis 15.12. (Abb. 4.29c). Insgesamt war die langwellige Strahlungsbilanz mit -31,3 W m⁻² erwartungsgemäß negativ und trug an wolkenlosen Tagen mit 80 bis 90 W m⁻² besonders stark zur Auskühlung der Oberfläche bei.

Die Bestimmung der Oberflächentemperatur aus der langwelligen Strahlung erwies sich für *ISPOL* als besonders schwierig, da die einfache Verwendung des Strahlungsgesetzes (Gl. 3.4) teilweise stark positive Temperaturen ergab, was vermutlich auf Strahlungseffekte am Gerät zurückzuführen ist. Zusätzliche Ultraschall-Anemometer-Messungen, wie sie an der Station von Launiainen *et al.* (2006) durchgeführt wurden, stehen hier nicht zur Verfügung, sodass T_{surf} dennoch aus $L\uparrow$ berechnet, dann aber auf $T_{max} = 0$ °C begrenzt wurde. Diese Temperatur wurde zur Berechnung der turbulenten Flüsse verwendet. Der Vergleich dieser beiden Temperaturen mit der aus dem Modell ist in Abbildung 4.19 dargestellt. Die mit dem Modell SN THERM berechneten Oberflächentemperaturen resultieren unabhängig von $L\uparrow$ -Messungen aus simulierten Schneeeigenschaften (Kap. 6).

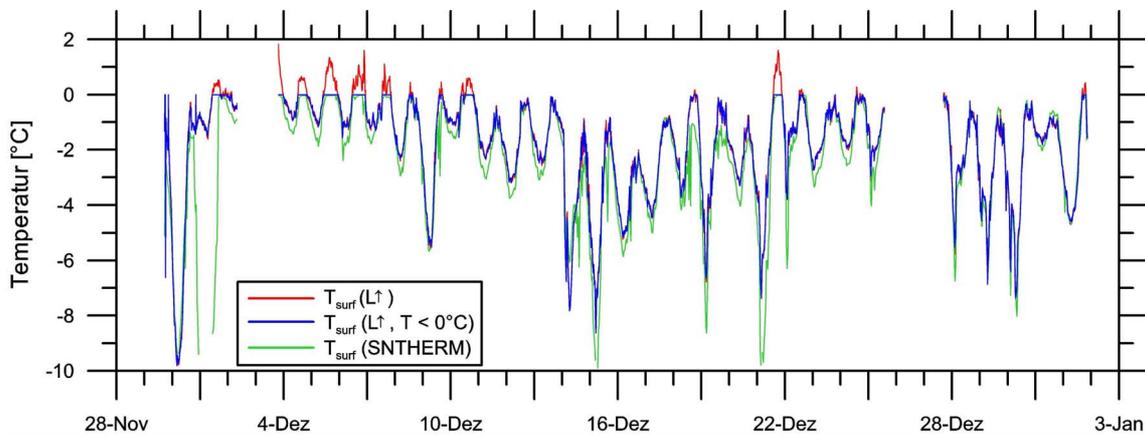


Abbildung 4.19: *ISPOL*: Oberflächentemperatur (T_{surf}) auf P6 aus Messungen der langwelligen Ausstrahlung ($L\uparrow$) und aus dem Schneemodell SN THERM (Kap. 7.2.3). Die Oberflächentemperatur aus $L\uparrow$ wird sowohl unkorrigiert als auch mit $T_{surf} < 0$ °C dargestellt, da die korrigierte Temperatur zur Berechnung der turbulenten Flüsse verwendet wurde. Entsprechend ist die Linie der unkorrigierten T_{surf} nur oberhalb von 0,0 °C zu erkennen.

Die turbulenten Flüsse waren im Mittel über die gesamte Messkampagne mit -12,0 W m⁻² stark negativ und im Betrag größer als die der *SEBISUP* Messungen (Abb. 4.29). Dies lässt auf eine höhere Verdunstung des Schnees und einen größeren Einfluss auf die Schneeeigenschaften schließen. Zusätzliche und detailliertere meteorologische Analysen werden in Launiainen *et al.* (2006) vorgestellt.

4.4.2 Schneeeigenschaften auf P6 und P8

Die Schneeeigenschaften während *ISPOL* wurden regelmäßig, jedoch in unterschiedlichen Intervallen, auf den einzelnen Schollenteilen gemessen. Im Zeitraum vom 03. bis 07.12.2004 wurden Temperatur, Dichte und Feuchte tagsüber alle 3 Stunden gemessen, um die Veränderungen innerhalb des Tagesgangs besser zu erfassen. In der Folgezeit fand zumeist nur eine Messung gegen 17:00 Uhr statt, um die Entwicklung des Schnees zum Zeitpunkt seiner maximalen Temperatur zu dokumentieren.

Schneedicke:

Abbildung 4.20 zeigt die Entwicklung der Schneedicke auf vier unterschiedlichen Schollenteilen, wobei zwei Patches (P6, P9) eine einjährige und zwei (P5, P8) eine mehrjährige Schneeaufgabe aufwiesen. Auf P6 nahm die Schneedicke von 31,7 cm (29.11.) auf 13,7 cm (30.12.) ab. Dies entspricht einer mittleren Abnahme von $0,51 \text{ cm d}^{-1}$ ($R^2=0,79$, $n=13$), wobei sich die Neuschneefälle in den Datenpunkten vom 02. und 27.12. widerspiegeln. Die Entwicklung auf P9 zeigte eine geringere Abnahme von $0,33 \text{ cm d}^{-1}$ ($R^2=0,93$, $n=3$), umfasst jedoch auch erst den Zeitraum ab dem 11.12. und weist in diesem Zeitraum die gleiche Ausdünnung des Schnees von 7,0 cm wie P6 auf.

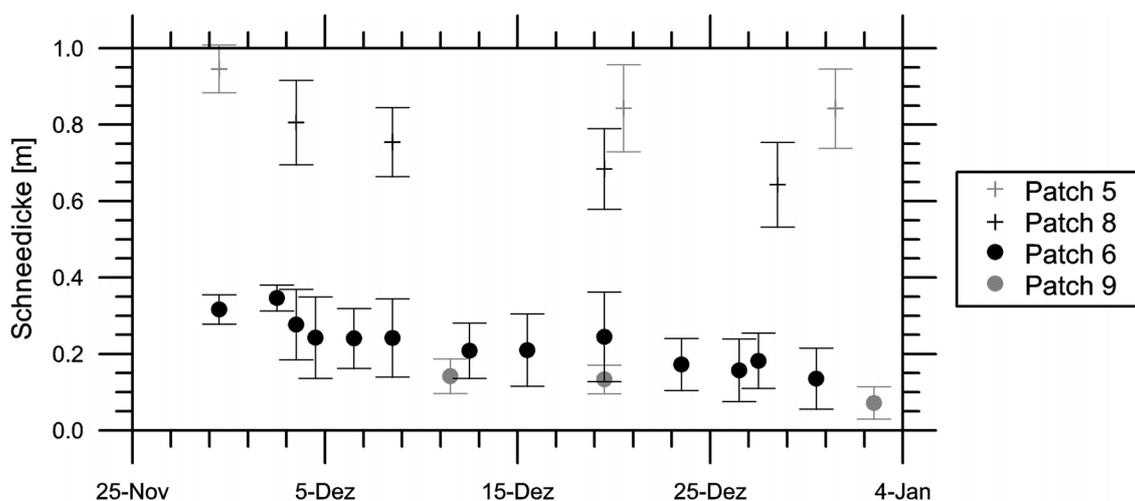


Abbildung 4.20: *ISPOL*: Mittlere Schneedicke (und Standardabweichung) auf den verschiedenen Schollenteilen (s. Luftaufnahme in Abb. 3.4). Die Messpunkte auf P6 am 19.12.2004 und auf P8 am 19.12. wurden mit einer Metallstange statt der sonst verwendeten Tuch-Elle aus Holz durchgeführt.

Die Dicke des mehrjährigen Schnees auf P5 nahm vom 09. bis 20.12 um 10,3 cm ab, was einer mittleren Abnahme von $0,49 \text{ cm d}^{-1}$ ($n=2$) entspricht. Die letzte Dickenmessung auf diesem Schollenteil war nur wenig repräsentativ, da sie mit einer Metallstange durchgeführt wurde. Dies war zwar nicht konsistent zu den anderen Tuch-Elle-Messungen, wurde jedoch so durchgeführt, da der tiefe Schnee am Ende der Beobachtung sehr inhomogen und mit starken Eislinsen versehen war, sodass mit dem Holzinstrument nur die Tiefenlage der obersten Eislage hätte ermittelt werden können. Auf P8 reduzierte sich die Schneedicke im Mittel um $0,64 \text{ cm d}^{-1}$ ($R^2=89$, $n=4$).

Da während *ISPOL* keinerlei quantitativen Schneefallmessungen durchgeführt wurden, kann die Akkumulation lediglich aus Schneedicken abgeleitet werden, die an exakt gleichen Profilen gemessen wurden. P6 erlaubt die genaueste Bestimmung der Akkumulation, da dort die häufigsten Messungen durchgeführt wurden. So nahm die Schneedicke vom 28.11 bis 02.12. von $31,7 \pm 3,86$ cm auf $38,5 \pm 4,66$ cm um 6,8 cm zu. Das zweite wesentliche Schneefallereignis am 27.12. setzte sich aus zwei Phasen zusammen. Zunächst fiel Schneeregen, der die Schneedicke nicht erhöht sondern reduziert haben dürfte (hierzu liegen keine separaten Messungen vor) bevor am Vormittag bis zu 4 cm Neuschnee fiel. Insgesamt wuchs die Schneedicke vom 26.12. zum 27.12 um 1,3 cm (Abb. 4.20).

Sauerstoff-Isotope:

Der vergleichsweise hohe Beitrag turbulenter Flüsse zur Oberflächenenergiebilanz (Abb. 4.29c und 4.18) weist auf einen ebenfalls hohen Anteil von Verdunstung bei der Abnahme der zuvor beschriebenen Schneedicke hin. Diese kann theoretisch mittels $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen beurteilt werden, da bei der Sublimation von Schnee analog zur Verdunstung von Wasser (Kap: 3.4) zunächst die leichteren Sauerstoffatome in die Atmosphäre übergehen, was zu einer Zunahme des $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisses innerhalb des Schnees führt.

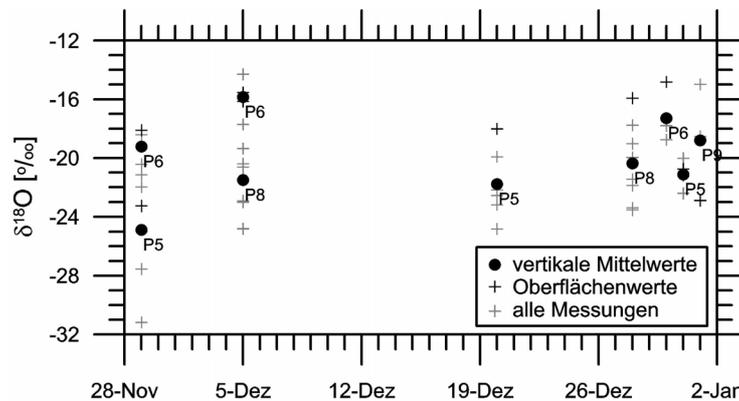


Abbildung 4.21: *ISPOL*: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte unterschiedlicher Schollenteile. Die vertikal über die gesamte Schneedicke gemittelten Werte sind zusätzlich entsprechend ihres Schollenteils beschriftet (s. Luftaufnahme in Abb. 3.4).

Während der Drift wurden so insgesamt 48 Schneeproben aus 9 Schneeprofilen verteilt auf die zuvor diskutierten 4 Schollenteile vermessen. Die Ergebnisse sind in Abbildung 4.21 dargestellt und weisen einen Wertebereich von -31,2 bis -14,3 auf. Jedoch lässt sich auf keinem der Schollenteile ein eindeutiger Trend erkennen, der über die mittlere Schwankung hinausgeht. Dies gilt sowohl für die gesamten Profilmessungen als auch bei der Betrachtung der Oberflächenwerte, welche am stärksten durch die Verdunstung beeinflusst werden sollten. Insgesamt muss hier festgestellt werden, dass die Gesamtzahl der Proben für eine derartige Abschätzung nicht ausreicht, vor allem da die Schneefälle während der Drift die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte verändern und hier zeitlich nicht aufgelöst werden können. Diese geringe Beprobung resultiert daraus, dass die Proben ursprünglich zum Vergleich des Schnees mit Aufeis

und Schneeeis durchgeführt wurde und die Analyse bezüglich der Verdunstung von Schnee erst nachträglich nachvollzogen wurde.

Schneetemperatur:

Während *ISPOL* erreichte die untere Grenzflächentemperatur auf beiden Schollenteilen nie den Schmelzpunkt, was besonders in Abbildung 4.22 deutlich wird. So wiesen nur 6 von 56 auf P8 gemessenen Temperaturprofilen $T(z=0) > -1,8\text{ °C}$ auf. Dagegen erreichten die Oberflächentemperaturen bereits ab dem 01.12.2004 wiederholt den Schmelzpunkt und die Tiefenlage der $0,0\text{ °C}$ -Isotherme variierte zwischen 5 und 10 cm unter der Oberfläche.

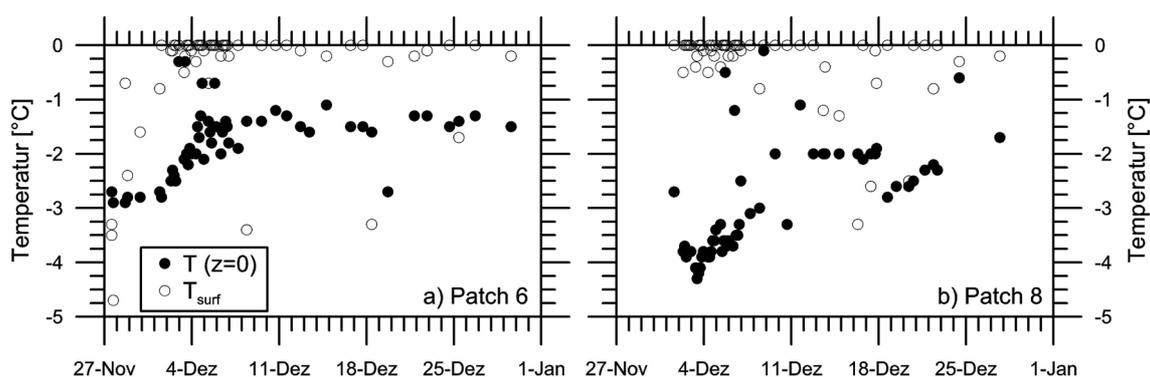


Abbildung 4.22: *ISPOL*: Schneetemperatur an der Oberfläche (T_{surf}) an der Schnee–Eis–Grenzfläche ($T(z=0)$) aller gemessener Profile (a) auf Patch 6 (b) auf Patch 8. Bis einschließlich 07.12.2004 wurden die Messungen alle 3 Stunden, um Veränderungen im Tagesgang zu erfassen, später zumeist täglich, um saisonale Veränderungen zu erfassen, durchgeführt.

Die Temperatur der Schnee– und Meereisoberfläche auf P6 war höher als zu gleichen Zeitpunkten im dickeren Schnee auf P8. Zu Beginn betrug die Temperatur der Meereisoberfläche auf P6 $> -3,0\text{ °C}$ und auf P8 $< -4,0\text{ °C}$. Beide Temperaturen stiegen innerhalb der ersten Woche stetig an und pendelten sich ab dem 08.12. (P6) bzw. 10.12. (P8) auf einen nahezu konstanten Wert von $-1,5 \pm 0,3\text{ °C}$ bzw. $-2,1 \pm 0,5\text{ °C}$ ein. Hierbei sei angemerkt, dass die Schneeunterseite auf P6 wärmer war als der Schmelzpunkt des Meereises. Dies ist jedoch konsistent mit der beobachteten Überflutung (Abb. 4.26) und die Temperatur beschreibt die Grenzflächentemperatur zwischen Schnee und Slush. All diese Temperaturbetrachtungen zeigen, dass es keine wesentlichen Schmelzprozesse innerhalb des Schnees gab.

Schneedichte:

Die Dichtemessungen während *ISPOL* wurden größtenteils mit der Snow Fork durchgeführt. Hierbei traten in der zweiten Expeditionshälfte zunehmende Probleme auf, die sich im Nachhinein auf die interne Stromversorgung und die Kabelverbindung zwischen Sensor und Messelektronik zurück führen ließen. Diese Fehler führten teilweise zu offensichtlich falschen Messwerten, sodass Einzelmessungen < 100 und $> 800\text{ kg m}^{-3}$ herausgefiltert wurden, um vor allem die Aussagekraft der Tagesmittelwerte zu erhalten. Da diese Filterung zu einer starken Reduzierung der Datenbasis führte, wird auf die Diskussion einzelner Punkte verzichtet und die Entwicklung der Dichte (und der Feuchte) anhand von Tagesmittelwerten vorgestellt (Abb. 4.23).

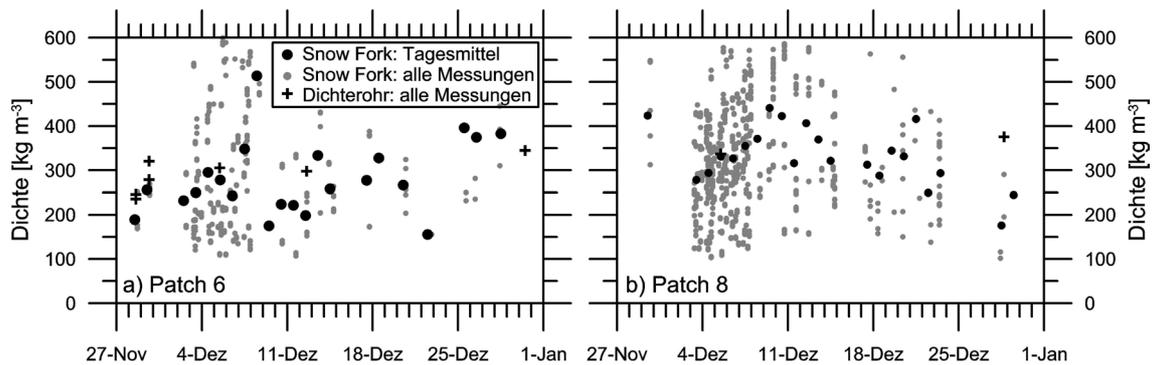


Abbildung 4.23: ISPOL: Dichte des Schnees mit der Snow Fork und mit Dichterohren auf (a) Patch 6 und (b) Patch 8. Zur besseren Auflösung der wesentlichen Veränderungen wurden Einzelmessungen mit $\rho > 600 \text{ kg m}^{-3}$ (P6: 3 von 276; P8: 18 von 772) nicht abgebildet. Die größere Anzahl der Messungen auf P8 resultiert aus der größeren Schneedicke, da so mehr Messungen pro vertikalem Profil anfallen. Die Legende ist für beide Teilabbildungen gleich.

Im Vergleich zu den Dichterohr-Messungen zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung, wenn auch die Variabilität zwischen 155 und 513 kg m^{-3} (P6) bzw. 176 und 441 kg m^{-3} (P8) sehr groß ist. Innerhalb des dünneren Schnees kam es vor allem in der letzten Woche zu einer Zunahme der mittleren Dichte auf ca. 380 kg m^{-3} . Ein derartiger Trend war im dickeren Schnee (P8) nicht zu erkennen. Seine mittlere Dichte war mit $332 \pm 65 \text{ kg m}^{-3}$ erwartungsgemäß größer als die auf P6 mit $282 \pm 83 \text{ kg m}^{-3}$, da vor allem tiefer gelegene Schichten durch die Auflast und die längere Lagerung auf dem Eis (mehrjähriger Schnee) eine stärkere Kompaktion erfahren haben. Ebenfalls waren die Variationen im zeitlichen Verlauf und innerhalb eines Tages geringer, was auf eine homogenere Stratigraphie schließen lässt.

Schneefeuchte:

Da die Feuchte des Schnees aufgrund der Methodik aus der Dichte errechnet wird, traten bei den Feuchtemessungen ähnliche Probleme, wie zuvor für die Dichte beschrieben und der Wertebereich wurde auf 0 bis 15 \%_{vol} begrenzt, wobei nur 38 von 1478 Einzelmessungen größer als 10 \%_{vol} waren und in Abbildung 4.24 nicht

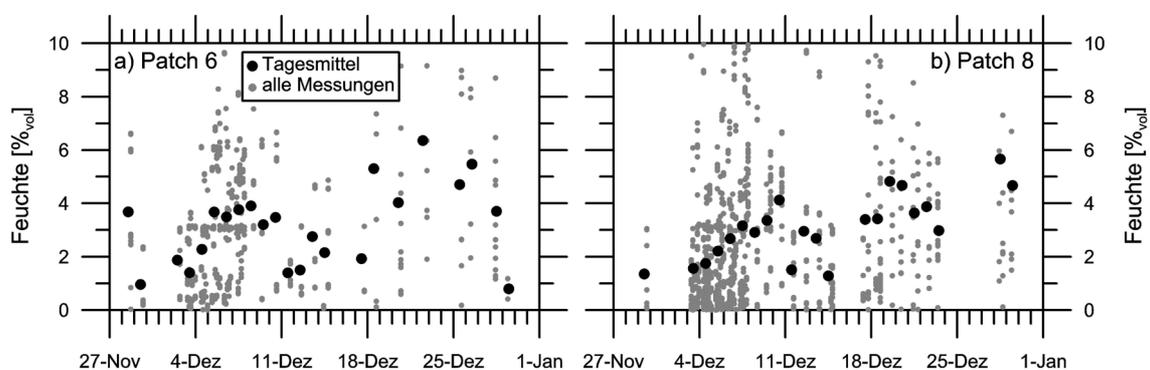


Abbildung 4.24: ISPOL: Vertikal gemittelte Feuchte aus Snow Fork-Messungen auf (a) Patch 6 und (b) Patch 8. Die Legende ist für beide Teilabbildungen gleich.

erscheinen. Die obere Grenze entspricht damit dem Schwellwert zur Sättigung des Schnees, der, wie direkte Beobachtungen zeigten, nie überschritten wurde. Slushschichten werden nicht betrachtet.

Zu Beginn der Messungen betrug die Schneefeuchte sowohl des dünnen als auch des dicken Schnees weniger als 4 %_{vol} und die Tagesmittelwerte von P8 wiesen einen langsamen, aber eindeutigen Anstieg der Feuchte bis zum 11.12. auf (Abb. 4.24). Nach dem 18.12.2004 war ein signifikanter Anstieg in der Feuchte zu verzeichnen und die mittlere Feuchte betrug auf beiden Schollenteilen 4,1%_{vol}. Dieser auffällige Anstieg wird von Willmes *et al.* (2006) ausführlich diskutiert und mit starken Veränderungen der atmosphärischen Bedingungen, den Luftmassen im Untersuchungsgebiet, erklärt. Bei zunehmenden Windgeschwindigkeiten drehte der Wind auf nördliche Richtungen, wodurch das zuvor dominante Zwischenhoch abgelöst wurde. Der absolute Wassergehalt der Luft stieg an und unterstützte den Feuchteanstieg innerhalb des Schnees.

Albedo:

Der Verlauf der Albedo, gemessen an der Wetterstation auf dünnem Schnee, wird anhand von Tagemittelwerten in Abbildung 4.29c dargestellt. Er zeigt, dass die Albedo im Verlauf der Beobachtungen von 0,86 auf 0,66 sank, bevor sie aufgrund der Schneefälle ab dem 27.12.2004 wieder über 0,75 anstieg. Dieser insgesamt nur geringe Rückgang der Albedo ist auf den sehr gemäßigten Übergang zu sommerlichen Bedingungen zurückzuführen. Generell betrug der Albedoabfall auf der ISPOL-Scholle zwischen 0,10 und 0,20, war jedoch auf den unterschiedlichen Schneeaufgaben verschieden stark ausgeprägt.

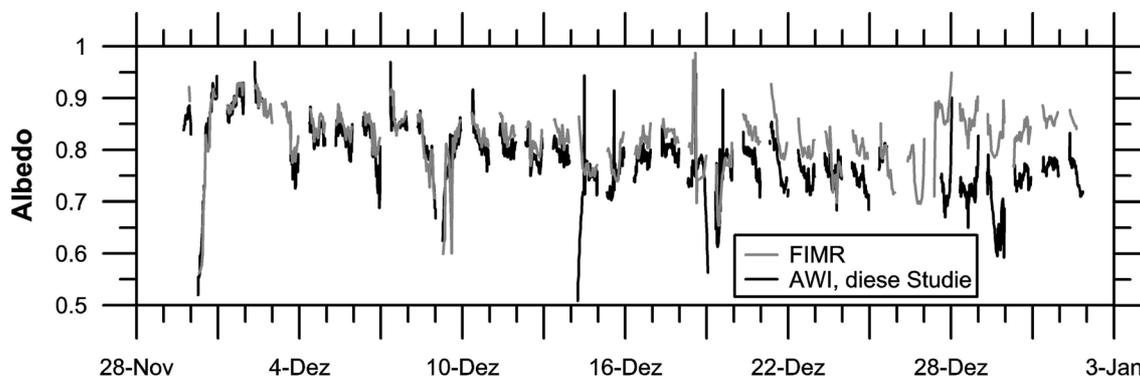


Abbildung 4.25: ISPOL: Integrale Albedo aus Strahlungsmessungen auf unterschiedlichen Schneeoberflächen. Die Strahlungsstation des Finnish Institute of Marine Research (FIMR, Launiainen *et al.* (2006)) befand sich über dickerem Schnee als die dieser Arbeit. Datenlücken sind auf das Versetzen der Stationen und auf $S_{\downarrow} < 100 \text{ W m}^{-2}$, deren Albedo nicht dargestellt wird, zurückzuführen.

Die Auswirkung unterschiedlicher Schneeaufgaben wird anhand von Abbildung 4.25 ersichtlich, welche die eigenen Messungen mit gleichartigen von Launiainen *et al.* (2006) vergleicht. Während unsere Wetterstation bis zum 25.12. auf P6 und damit auf anfänglich 0,32 m Schnee auf einjährigem Eis stand, registrierte die finnische Station die Strahlungsverhältnisse auf P7 über anfänglich 0,45 bis 0,50 m dickem Schnee auf 2 m dickem Meereis. Unsere Station musste durch den Zerfall der Scholle am 02.12. auf dem gleichen Schollenteil und damit bei unveränderten Schnee-

und Meereisbedingungen umgesetzt werden. Ab dem 28.12. mussten beide Stationen umgesiedelt werden. Die finnische Station wurde auf P9 über dickerem Schnee umgesetzt. Unsere befand sich ab diesem Zeitpunkt ebenfalls auf P9, jedoch wiederum auf dünnerem Schnee, der sogar eine eher grau-scheinende Oberfläche aufwies.

Die Albedo über dem dickeren Schnee, gemessen von Launiainen *et al.* (2006), war von Beginn an leicht (ca. 0,02) höher als die auf dem etwas dünneren Schnee (Abb. 4.25). Diese Differenz nahm ab dem 20.12. zu und wurde nach dem 27.12. besonders offensichtlich, sodass der Unterschied über beiden Schneetypen zum Ende der Beobachtungen $> 0,1$ war. Dieses unterschiedliche Verhalten ist auf die stärkere Feuchtezunahme und die schnellere Ausdünnung des dünneren Schnees zurückzuführen, die einen positiven Albedo-Rückkopplung zur Folge haben.

Leider liegen keine Albedomessungen auf P8 oder über anderen sehr dicken Schneeaufgaben vor, jedoch ist anzunehmen, dass der Rückgang der Albedo auf diesen Schollenteilen noch geringer ausfällt, da hier die Feuchte innerhalb des Schnees weniger ansteigt (Abb. 4.24). Somit reduziert sich die Albedo der gesamten ISPOL-Scholle nur unwesentlich und beträgt (u. a. durch den Neuschnee) auch Anfang Januar noch $> 0,85$. Der Effekt der zunehmenden Wasserflächen durch den Zerfall der Scholle und das Schmelzen von Brucheis ist hierbei nicht betrachtet und führt sicherlich zu einer wesentlichen Abnahme der kumulativen Albedo aus Schnee, Meereis und Ozean, die vor allem für Betrachtungen auf größeren Skalen von Bedeutung ist (Grenfell und Perovich, 2004).

Stratigraphie:

Abbildung 4.26 zeigt die Stratigraphie von P6 im Verlauf der Feldmessungen. Am 28.11.2004 bildeten 5 cm Neuschnee die oberste Schneesicht. Der darunter befindliche Schnee setzte sich aus weicheren und härteren Lagen zusammen, die mit Ausnahme der untersten 4 cm Slush durchgehend trocken und nur wenig zergliedert war. Das Freibord auf P6 war mit -3,4 cm negativ. Geringe Neuschneefälle und eine starke Schneedrift am 01. und 02.12. verdichteten die obersten cm stark, sodass sich eine oberflächliche Eisschicht ausbildete.

Im weiteren Verlauf bildeten sich lokal sehr unterschiedlich dicke und harte Eislagen und –linsen aus, die bei anschließenden Messungen nur vereinzelt wieder gefunden wurden. Folglich muss die Zusammensetzung des Schnees im Laufe der Zeit als sehr variabel betrachtet werden. Dies gilt sowohl im Vergleich unterschiedlicher Stationen und Schollenteile, aber vor allem auch innerhalb der ansonsten als Einheit betrachteten Patches. Am 15.12. wurden anhand von Schneeschächten und Oberflächenkernen (z. B. Kern 041215SC01 auf P6) bis zu 7 cm hohe Eisstalagmiten entdeckt, die eine gute Erklärung für die zum Teil extremen lokalen Variationen von Schneedicken, Temperaturen und anderen Eigenschaften bilden. Bis zum 19.12. konnte dann an den meisten Stellen eine ca. 2 cm dicke Eisschicht auf dem Slush ausgemacht werden, die als Aufeis zu klassifizieren war. Wiederum gilt durch die uneinheitliche Konsolidisierung, dass die Beprobung und Verallgemeinerung sehr schwierig war und uneinheitliche Dicken ergab. Unter anderem zeigt ein Oberflächenkern vom 18.12. eine Aufeissschicht von 5 cm, die jedoch bereits in unmittelbar benachbarten Kernen nicht wiedergefunden werden konnte.

Ebenfalls wurden bis zu diesem Zeitpunkt an einigen Stellen Schichtlücken gefunden, welche „echte“ Hohlräume darstellten. Da diese teilweise sehr großflächig ausgebildet

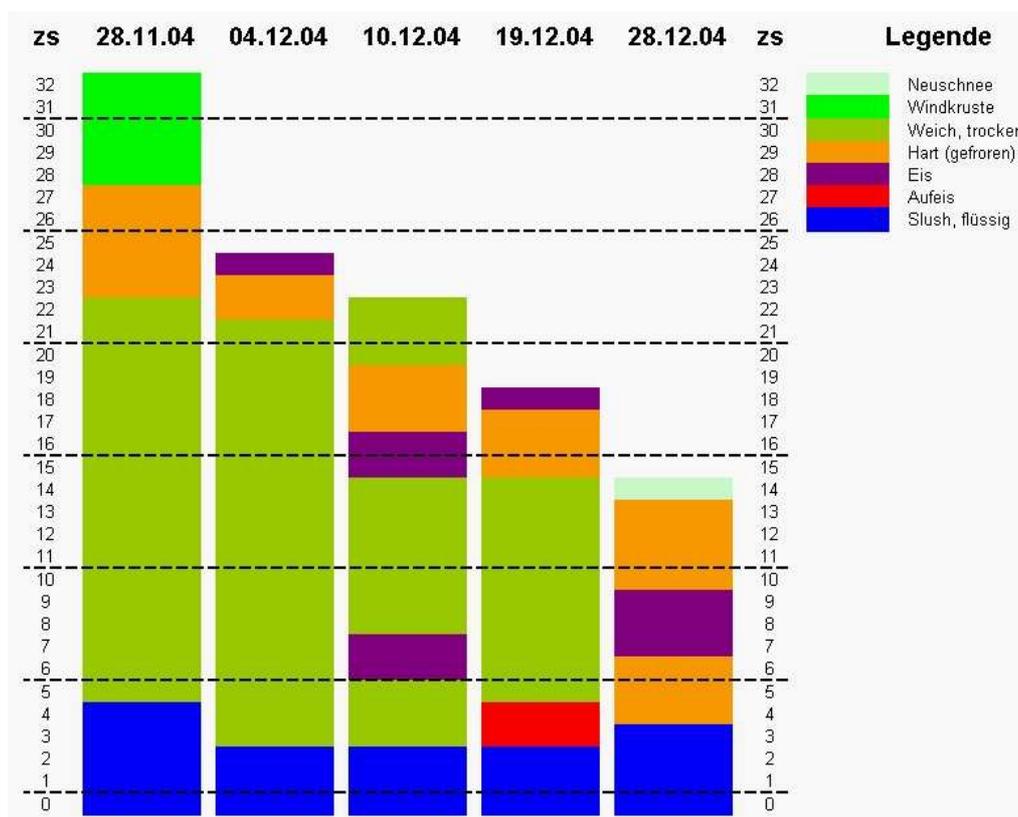


Abbildung 4.26: ISPOL P6: Stratigraphie des dünnen Schnees während der Driftstation. $z_s = 0$ bezeichnet die ursprüngliche Meereisoberseite.

waren, war es möglich ein eigenes Untersuchungsfeld abzustecken, das vor allem von unterschiedlichen Biologen beprobt wurde.

Zum Ende der Beobachtungen ließen sich auf der gesamten Scholle P6 Eislagen innerhalb von zumeist gefrorenen Schneelagen finden. Dagegen gab es auf dem sehr dünnen Schnee von P9 Flächen, deren Oberfläche grau schimmerte und deren oberste 3 bis 5 cm (am 23.12.) ein loses Schneegeflecht bildeten.

4.4.3 Meereiseigenschaften

Meereisregime und –dicke:

Das Meereis der ISPOL-Scholle und seiner Umgebung lässt sich prinzipiell in drei verschiedene Regime unterteilen:

1. Der größte Anteil war durch mehrjähriges Meereis mit modalen Dicken von 1,60 bis 2,00 m und maximalen Dicken bis zu 3,5 m (P8) charakterisiert, wobei teilweise starke räumliche Variationen auftraten. Dieses Eis stammte aus der Rezirkulation im zentralen Weddellwirbel und war beispielsweise auf P8 dominant.
2. Dickes (ca. 1,80 m) einjähriges Eis wurde südlich der Driftstrecke in einer Polynia vor dem Filchner-Ronne-Schelfeis gebildet und von dort gen Norden gedriftet (z. B. P5).

3. Das dünne einjährige Eis (z. B. P6) war 0,8 bis 1,0 m dick und wurde lokal gebildet, indem freie Wasserflächen zufroren und Verbindungen zwischen Einzelschollen schufen.

Über diese drei Regime hinaus gliederten unterschiedlich dicke Presseisrücken und deformiertes Eis die einzelnen Schollenteile.

Strukturanalysen an insgesamt 18 ungleichmäßig über die Originalscholle verteilten Eiskernen ergaben, dass das Meereis zu 68 % aus säuligem, zu 25 % aus körnigem Eis (u. a. Schneeeis), zu 6 % aus Mischformen und nur zu < 1 % aus grobkörnigem (Aufeis) besteht. So bildete das Aufeis während *ISPOL* keinen signifikanten Anteil an der Gesamteisdicke. Plättcheneis wurde lediglich in einem Kern während des Transektes gefunden.

Das Freibord auf der *ISPOL*-Scholle war zumeist negativ. Dies galt insbesondere für Schollenteile mit dickem Schnee, jedoch erfolgte die Flutung teilweise erst aufgrund von Kernbohrungen, wie z. B. bei den ersten Bohrungen auf P5. Viele Schollenteile befanden sich offensichtlich nicht im Schwimmgleichgewicht, sondern wurden durch dynamische Vorgänge ausgelenkt. Ähnliches zeigt eine Beobachtung vom 15.12., bei der ein Bohrloch kontinuierlich geflutet wurde.

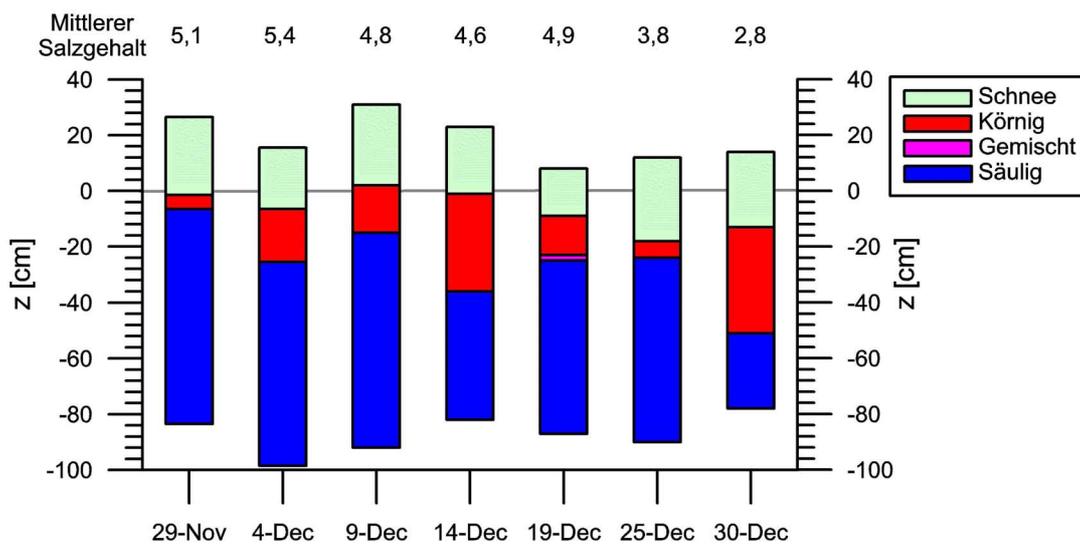


Abbildung 4.27: *ISPOL*: Stratigraphie der Zeitserien-Eiskerne von P6. $z_s = 0$ bezeichnet den Meeresspiegel.

Untersuchungen mit Hilfe elektromagnetischer Verfahren ergaben, dass die modale Meereisdicke während *ISPOL* nicht oder nur innerhalb der Messungenauigkeiten abnahm (C. Haas, pers. Mitteilung) und dass Schwankungen in erster Linie auf lokale Variationen zurückzuführen sind. Diese starken räumlichen Variationen werden in Abbildung 4.27 deutlich. Die dargestellten Eiskerne wurden als Teil der Zeitserienstudie (s. u.) innerhalb von 12×12 m auf P6 erbohrt und zeigen dennoch eine hohe Variabilität in Kernlänge, Textur und Freibord, aber keinen einheitlichen Trend. Jedoch ist bei der Beurteilung der Eisdicke anhand von Eiskernen zu beachten, dass eine starke Zunahme der Porosität oftmals zu Zerstörungen und Verlusten während der Beprobung führt und damit verbunden die effektive Kernlänge abnehmen kann.

Temperatur, Salz, Solevolumen, Chlorophyll-a:

Auf P6 wurde eine Zeitserienstudie durchgeführt, bei der ca. alle 5 Tage (7 Messtage zwischen dem 29.11. und 30.12.) ein Messfeld von 12×12 m auf P6 beprobt wurde. Jede Beprobung bestand aus 9 Eiskernen, die auf 1 m^2 erbohrt und von den einzelnen Arbeitsgruppen auf verschiedenste Parameter hin analysiert wurden. Ziel dieser Studie war es möglichst gut vergleichbare Ergebnisse zu erhalten, da alle Kerne eines Tages von einem Ort stammten und somit als Duplikate betrachtet werden können. Abbildung 4.28 zeigt Temperatur, Salzgehalt, Solevolumen und Chlorophyll-a eines Kerns für biologische Fragestellungen (Hellmer *et al.*, 2006) und Abbildung 4.27 die Textur und den mittleren Salzgehalt des selbst analysierten Kerns.

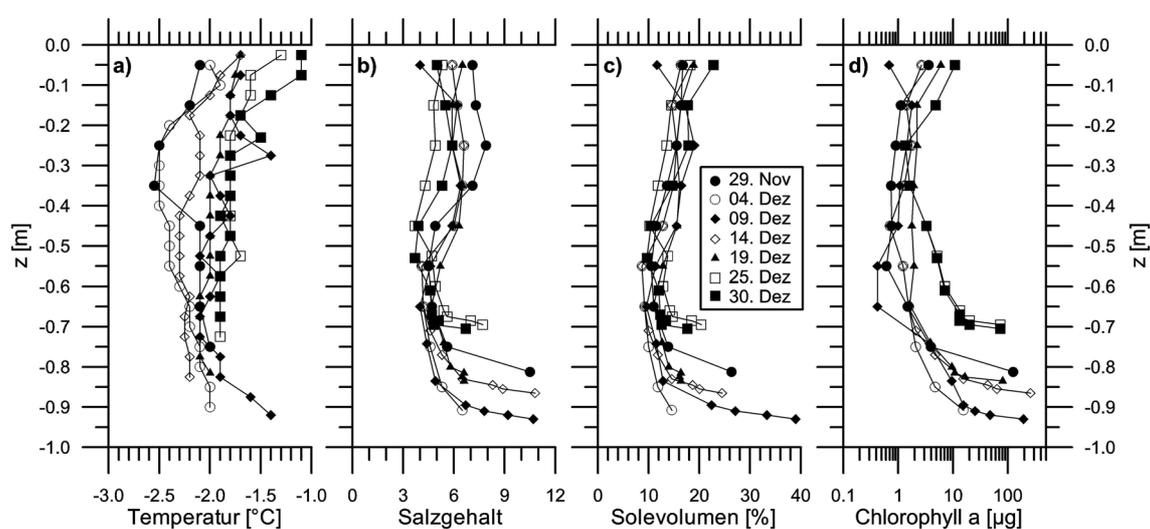


Abbildung 4.28: ISPOL: Meereiseigenschaften der Zeitserien-Studie auf Patch 6 (a) Temperatur (b) Salzgehalt (c) Solevolumen, errechnet aus Temperatur und Salzgehalt (d) *Chlorophyll-a* (nach Hellmer *et al.*, 2006).

Das mehrjährige dickere Eis wurde wesentlich weniger beobachtet, da das Interesse vor allem Prozessen innerhalb des einjährigen Eises galt und dies wesentlich einfacher zu beproben war und besser vergleichbar ist.

Das Meereis erwärmte sich innerhalb der 32 Tage stetig (Abb. 4.28a). Die Oberflächentemperatur stieg von $-2,1$ auf $-1,1$ °C und auch die Temperaturen innerhalb des Eises und an der Eisunterseite stiegen, sodass die minimale Temperatur innerhalb des letzten Kerns $-1,9$ °C betrug. Die verhältnismäßig ungleichmäßige Entwicklung der Temperatur, vor allem an der Ober- und Unterseite, ist zumindest teilweise mit Problemen während der Bohrungen zu erklären. Vermutlich sind vor allem an der Kernoberseite Eisteile verloren gegangen, die im Feld nicht eindeutig als Eiskernbestandteile erkannt wurden. Die Erbohrung eines durchgängigen Kerns aus Schnee, Aufeis und Meereis war durch eine starke Lückenausbildung an der Schnee-Eis-Grenzfläche nicht möglich.

Die Salzgehalte in Abbildung 4.28b zeigen eine oberflächliche Aussüßung, ohne jedoch sehr geringe Salzgehalte an der Oberfläche zu erreichen, wie sie für Aufeis oder bei starken Schmelzprozessen auftreten müssten. Ebenfalls gibt Abbildung 4.27 eine Abnahme des mittleren Salzgehaltes von $5,2$ auf $2,8$ wieder, die im Wesentlichen nach

dem 19.12. ablief, aber zusammen mit der Stratigraphie zeigt, dass es auf P6 nicht flächendeckend zu starken Schmelzprozessen gekommen sein kann.

Das Solevolumen wies vor allem ein ausgeprägtes Maximum an der Meereisunterseite auf (Abb. 4.28c). Darüber hinaus lässt sich keine Erweiterung des Solevolumens erkennen, wie sie wiederum bei starken Schmelzprozessen innerhalb des Meereises auftreten müsste.

Der Chlorophyll-a-Gehalt stieg vor allem an der Eis-Unterseite stark an (Abb. 4.28d). Der zu erwartende Anstieg an der Oberseite blieb in dieser Zeitserie aus und konnte auch nicht anhand von Verfärbungen des Eises festgemacht werden, wurde jedoch an anderen Stellen beobachtet. Dies ist wiederum auf lokale Unterschiede der einzelnen Eis- und Schneeregime zurückzuführen.

4.5 Vergleich der drei Expeditionen

In diesem Kapitel werden die Veränderungen des Schnees während der drei zuvor beschriebenen Expeditionen miteinander verglichen und in Beziehung zur parallel gemessenen Oberflächenenergiebilanz (Tab. 4.1) gesetzt. Hierbei kommt es auf generelle Unterschiede und deren Auswirkungen auf den Verlauf der Schmelzsaison an, während in den vorherigen Kapiteln einzelne Prozesse und detaillierte meteorologische Beschreibungen erfolgten.

Tabelle 4.1: Mittelwerte (und Standardabweichungen) der meteorologischen Messungen während der drei Expeditionen basierend auf Tagesmitteln. Da hierbei nur Tage berücksichtigt werden, an denen ein vollständiger Tagesgang erfasst wurde, unterscheiden sich die angegebenen Zeiträume von der Gesamtdauer der Feldmessungen. Die zugehörigen Zeitserien und Tagesmittelwerte sind in den Abbildungen 4.3, 4.11, 4.18 und 4.29a–c dargestellt. *SEBISUP02* wird nur bis zum 31.05.2002 betrachtet, da ab dem Zeitpunkt der gesamte Schnee verschwunden war.

Expedition	<i>SEBISUP02</i>	<i>SEBISUP03</i>	<i>ISPOL</i>
Zeitraum	23.05.–31.05.02	19.05.–02.06.03	30.11–01.12 & 04.12–24.12 & 28.12–31.12.04
Tage	7	14	27
Q_S [W m ⁻²]	63,32 ± 27,65	48,53 ± 22,05	55,78 ± 17,38
Q_L [W m ⁻²]	-26,83 ± 29,57	-39,85 ± 31,21	-33,65 ± 15,62
Q_T [W m ⁻²]	0,55 ± 1,39	-11,32 ± 9,11	-14,24 ± 7,06
Q [W m ⁻²]	37,04 ± 37,25	-2,64 ± 14,67	7,90 ± 12,87
α	0,72 ± 0,11	0,76 ± 0,04	0,79 ± 0,05
T_{air} [°C]	1,06 ± 1,59	-1,28 ± 1,10	-1,87 ± 1,25
rh [%]	64,09 ± 14,58	67,84 ± 9,78	84,02 ± 4,71
v [m s ⁻¹]	0,34 ± 0,26	1,45 ± 0,88	3,63 ± 1,74

Der Energieeintrag aus der Atmosphäre in den Schnee und das Meereis basierte im Wesentlichen auf dem positiven kurzwelligen Strahlungseintrag (48,5 bis 63,3 W m⁻²). Dagegen führten langwellige Strahlung (-39,3 bis -26,8 W m⁻²) und turbulente Flüsse (-14,2 bis +0,6 W m⁻²) im Mittel zu einer Energieabgabe des Schnees an die Atmosphäre (Tab. 4.1). Bei der Betrachtung der Oberflächenenergiebilanz fallen vor allem die Bedingungen während *SEBISUP02* auf, da sie den mit Abstand stärksten Energieeintrag von 37,04 ± 37,35 W m⁻² hervorriefen und damit zum schnellen und restlosen Schmelzen des Schnees führten. Dagegen wurde während *ISPOL* mit 7,90 ± 12,87 W m⁻² deutlich weniger Energie in den Schnee eingetragen. Bei *SEBISUP03* war der Nettofluss mit -2,64 ± 14,67 W m⁻² sogar negativ. Entsprechend verschwanden diese beiden Schneeaufgaben nicht vollständig und wiesen geringere Abnahmen der Schneedicke (Δz_s) und -masse (Δm_s) auf (Tab. 4.2). Eine detaillierte Beurteilung dieser Energiebilanz kann anhand von Abbildung 4.29 erfolgen, welche Tagesmittelwerte der Einzelkomponenten der Energiebilanz und der Albedo enthält. Sie zeigt, dass die Energiebilanz während *SEBISUP02* durchgehend positiv war und sich aus einer hohen kurzwelligen Strahlungsbilanz Q_S (63,32 ± 27,65 W m⁻²) und teilweise sogar einer positiven langwelligen Strahlungsbilanz Q_L (-26,83 ± 29,57 W m⁻²) zusammensetzte. Es sei nochmals darauf

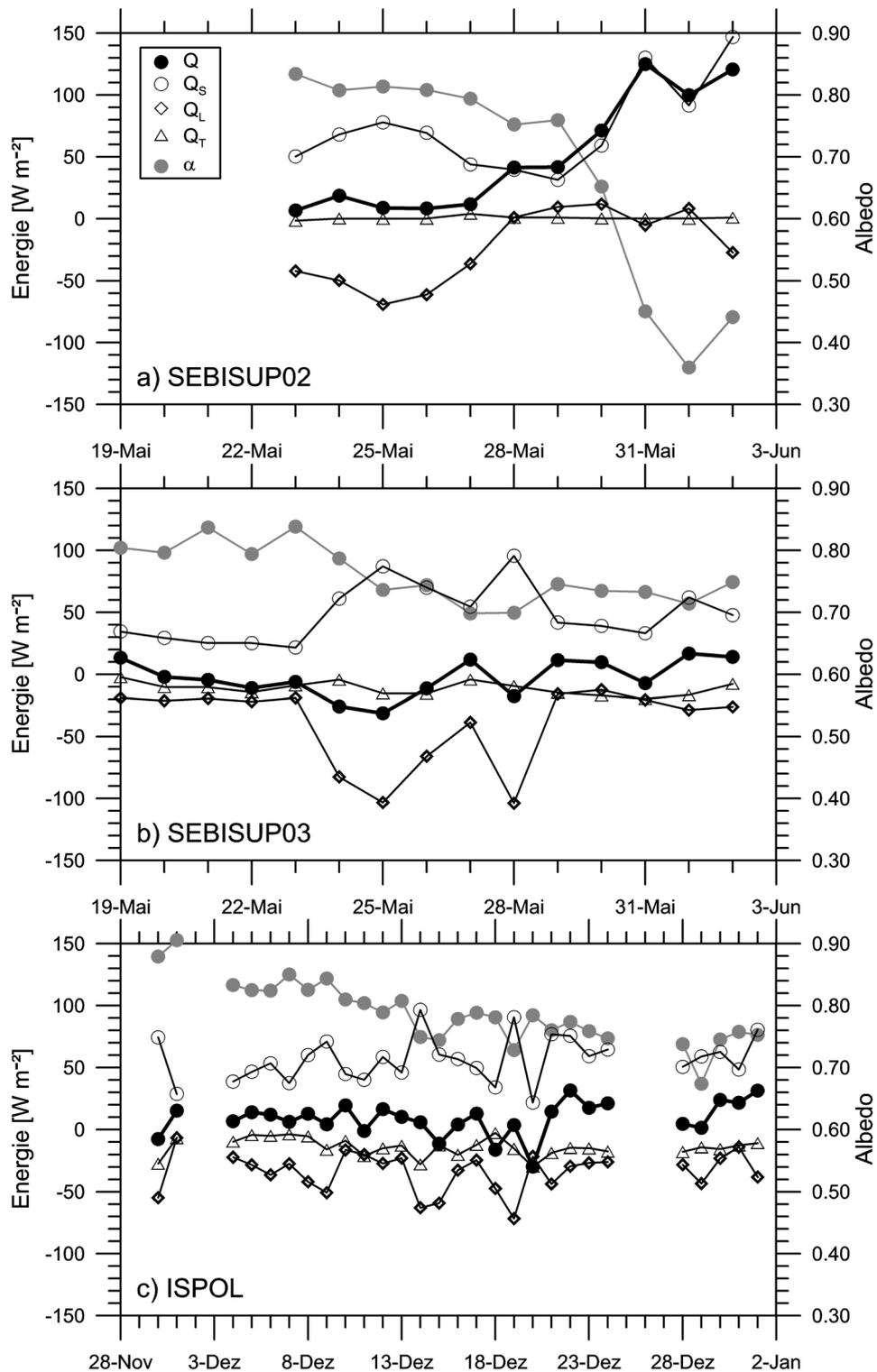


Abbildung 4.29: Tagesmittelwerte der Einzelkomponenten (Kurzwellige (Q_S) und langwellige (Q_L) Strahlungsbilanz, turbulente Flüsse (Q_T)) und der gesamten Oberflächenenergiebilanz (Q) sowie die Albedo (α) für alle drei Messkampagnen. Die Zeitachsen der beiden *SEBISUP*-Darstellungen umfassen zur besseren Vergleichbarkeit den gleichen Zeitraum. Detaillierte Zeitserien werden in den Abbildungen 4.3, 4.11 und 4.18 vorgestellt. Die Legende ist für alle Teilabbildungen gleich.

hingewiesen, dass die Messungen der kurzwelligen Strahlungskomponenten ab dem 31.05.2002 mit starken Fehlern behaftet waren (Kap. 4.2). Beide anderen Messungen wiesen sowohl Tage mit positiven als auch mit negativen Energiebilanzwerten auf, sodass der Schnee in beiden Untersuchungen zwischenzeitlich Energie abgab und dadurch abkühlte. Bei der Betrachtung von Abbildung 4.29b wird ersichtlich, dass die Ursache für die negative Gesamtbilanz während *SEBISUP03* vor allem in der nahezu wolkenlosen zweiten Phase (Kap. 4.3) begründet liegt, und dass die Bilanz am Ende der Beobachtungen (ab dem 01.06.03) mit 16,7 bzw. 14,0 W m⁻² ebenfalls deutlich positiv war. Dass dennoch starke Veränderungen innerhalb des Schnees beobachtet wurden (Kap. 4.3), ist zum einen auf den stärker metamorphen Schnee zu Beginn zurückzuführen, liegt aber auch daran, dass der Schnee trotz negativer Tagesmittelwerte aufgrund ausgeprägter Tagesgänge stundenweise im oberen Teil den Schmelzpunkt erreichte und die resultierenden Veränderungen irreversibel sind.

Über dem dünnen Schnee der *ISPOL*-Scholle wurde die Oberflächenenergiebilanz ab dem 21.12.2004 durchgehend positiv. Dies schlug sich direkt in der Entwicklung der Schneedicke und der Albedo nieder, welche beide ab diesem Tag verstärkt abnahmen. Es sei an dieser Stelle angemerkt, dass die Energiebilanz über dickem Schnee (P8) aufgrund einer höheren Albedo vermutlich etwas geringer ausfiel. Da hierzu jedoch keine Messungen vorliegen wird eine gleiche Energiebilanz auf der gesamten Scholle angenommen.

Die anfänglich wesentlich höhere Albedo (0,88) während *ISPOL* weist auf kürzlich erfolgte Neuschneefälle hin, jedoch beträgt die Albedo ab dem 04.12.2004 nur noch 0,83 und war damit identisch zu der von *SEBISUP02* und nur 0,03 größer als zu Beginn von *SEBISUP03*. In der Folgezeit nahm die Albedo über dem antarktischen Schnee jedoch wesentlich weniger ab ($0,79 \pm 0,05$) als auf dem Kongsfjord, obwohl der Beobachtungszeitraum ca. doppelt so lang war. So betrug die mittlere Albedo während *SEBISUP02* $0,72 \pm 0,11$ und im darauf folgenden Jahr $0,76 \pm 0,04$. Die geringe Albedo von 2002 steht im Zusammenhang mit besonders ausgeprägten Feuchte-Albedo-Wechselwirkungen, dagegen war der Schnee während *ISPOL* vergleichsweise trocken und zeigte nur eine geringe Feuchtezunahme in der zweiten Hälfte der Feldmessungen (Kap. 4.4).

Durch die sprunghaften Veränderungen war die erste Messkampagne die einzige, die einen schnellen und eindeutigen Wechsel von winterlichen zu sommerlichen Bedingungen aufwies. Die Schneeeigenschaften und die Stratigraphie zu Beginn von *SEBISUP03* zeigen, dass es in 2003 bereits vor der Messkampagne ausgeprägte Warmphasen gegeben haben musste, denn auch der Temperaturgradient innerhalb des Schnees war von Beginn an positiv. Dagegen fanden die Messungen während *ISPOL* vor dem eigentlichen Übergang zu sommerlichen Bedingungen statt. Derartige Unterschiede lassen sich auch anhand der mittleren Lufttemperatur erkennen, welche an die Energiebilanz und die Albedo gekoppelt ist. Diese war mit $1,06 \pm 1,59$ °C nur in 2002 positiv und um 2,3 bis 2,9 °C höher als während der anderen beiden Beobachtungszeiträume (Tab. 4.1).

Tabelle 4.2 bilanziert die Veränderungen der Schneedicke und -masse der drei Expeditionen im Vergleich mit der Oberflächenenergiebilanz, wie sie in Tabelle 4.1 ermittelt wird. Die Zeiträume der Energiebilanzmessungen decken teilweise nicht die gesamten Schneeuntersuchungen ab und für die fehlenden Tage wird der Mittelwert der vorhandenen Messungen verwendet. Außerdem wirkt sich die, vor allem

Tabelle 4.2: Schneedicke und –masse zu Beginn und am Ende der drei Feldmessungen. Die Schneemasse resultiert aus dem Produkt der Dichte- und Dickenmessung. Die Daten geben den Zeitpunkt der Messungen an. Zum Vergleich wird das aus der Oberflächenenergiebilanz (Tab. 4.1) resultierende potentielle Schmelzen m_{pot} errechnet. Da keine Energiebilanzmessungen auf P8 durchgeführt wurden, werden die Messungen auf P6 zu Grunde gelegt. Unterschiedliche Ergebnisse resultieren ausschließlich aus der verschiedenen Zeitspanne auf beiden Schollenteilen.

Expedition	<i>SEBISUP02</i>	<i>SEBISUP03</i>	<i>ISPOL P6</i>	<i>ISPOL P8</i>
Beginn	20.05.02	17.05.03	28.11.04	03.12.04
z_s [cm]	$22,9 \pm 1,2$	$15,0 \pm 4,3$	$31,7 \pm 3,9$	$80,6 \pm 11,0$
m_s [kg m ⁻²]	79,40	55,00	96,74	306,8
Ende	31.05.02	02.06.03	30.12.04	28.12.04
z_s [cm]	$0,0 \pm 0,0$	$4,5 \pm 1,3$	$13,5 \pm 8,0$	$64,3 \pm 11,1$
m_s [kg m ⁻²]	0,0	25,45	46,6	241,7
Δt [Tage]	11	16	33	26
Δz_s [cm]	22,9	10,5	18,2	16,3
Δm_s [kg m ⁻²]	79,4	29,6	50,1	65,1
Q [W m ⁻²]	37,04	-2,64	7,90	7,90
\hat{Q} [MJ m ⁻²]	35,2	-3,7	22,5	17,8
m_{pot} [kg m ⁻²]	105,6	-10,9	67,5	53,2

für das Ende der Expeditionen, nur ungenau bekannte Dichte des Schnees (Kap. 4.2 bis 4.4) auf die Genauigkeit der Gesamtmasse aus, die über die Multiplikation der Dichte mit der mittleren Dicke entlang des Schneeprofiles errechnet wurde. Insgesamt können die hier vorgestellten Bilanzen entsprechend nur die bestmögliche Abschätzung wiedergeben.

Das potentielle Schmelzen m_{pot} bezeichnet die Masse Süßwassereis pro Quadratmeter, die mit der über den Beobachtungszeitraum integrierten Energie \hat{Q} geschmolzen werden könnte, wenn alle Energie in Schmelzprozesse umgesetzt würde. Sie errechnet sich mit der latenten Schmelzwärme von Eis ($L_{melt} = 0,3335 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$) als

$$m_{pot} = \frac{\Delta t Q}{L_{melt}} = \frac{\hat{Q}}{L_{melt}}. \quad (4.1)$$

Ein Teil von \hat{Q} wird jedoch für die Erhöhung der Schneetemperatur und für die Erwärmung des Meereises ($c_i = 6386 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bei $T = -4 \text{ °C}$ und $SAL = 4$) benötigt. Ozeanwärmeströme werden in dieser Bilanz nicht berücksichtigt (Kap. 3.2).

Im Verlauf von *SEBISUP02* wurden $26,5 \text{ MJ m}^{-2}$ der zur Verfügung stehenden $35,2 \text{ MJ m}^{-2}$ für das Schmelzen der gesamten Schneeaufgabe verbraucht. Die restlichen $11,3 \text{ MJ m}^{-2}$ trugen zur Erwärmung des Schnees und des Meereises bei, wobei letztere mit internem Schmelzen verbunden war. Diese Abschätzung weist eine durchaus gute Übereinstimmung zwischen Schnee- und Energiebilanzmessungen auf, auch wenn anzunehmen ist, dass der wirkliche Wert von \hat{Q} etwas geringer ausfällt, da zu Beginn der Schneemessungen unter winterlichen Bedingungen keine Strahlungsmessungen vorlagen und auch für diesen Zeitraum der sehr hohe Wert $Q = 37,04 \text{ W m}^{-2}$ angenommen wurde. Eine Berücksichtigung der als zu hoch identifizierten Q_S -Werte nach dem 31.05.2002 würde zu einem potentiellen Schmelzen von 179 kg m^{-2} führen. Dies würde ein sehr starkes Schmelzen des Meereises

aufgrund atmosphärischer Bedingungen bedeuten, die nicht stattgefunden haben. Derartige Abschätzungen sind neben Albedobetrachtungen, wie sie in Kapitel 4.2 erfolgen, sehr hilfreich um die Plausibilität und Datenqualität der einzelnen Messreihen zu überprüfen.

Da die eingebrachte Energie während *ISPOL* mit $7,9 \text{ W m}^{-2}$ nur ca. 1/4 derer während *SEBISUP02* ausmachte, war \hat{Q} trotz des ca. dreimal so langen Beobachtungszeitraums geringer. Sowohl die Abschätzung des potentiellen Schmelzens auf P6 als auch auf P8 zeigt eine gute Übereinstimmung mit den Feldmessungen. Die Differenzen liegen unterhalb von 20 kg m^{-2} ($\hat{=} \Delta Q = 2,6 \text{ W m}^{-2}$) für diesen langen Zeitraum, was einerseits für die durchaus schwierige Abschätzung der Entwicklung der Schneemasse, vor allem aber auch für die Qualität der Energiebilanzmessungen spricht.

Lediglich die Bilanzierung von Schneemasse und Oberflächenenergie für *SEBISUP03* weist deutlichere Unterschiede auf. So lässt die gleichmäßige Ausbildung einer Aufeis-schicht (Kap. 5.1) auf Schmelzprozesse innerhalb des Schnees schließen, während die meteorologischen Messungen eine Energieabgabe suggerieren. Beide Beobachtungen lassen sich jedoch gut innerhalb der zu erwartenden Fehlergrenzen vereinbaren und liegen vermutlich darin begründet, dass einerseits \hat{Q} unterschätzt wurde und andererseits die Schmelzprozesse nur schwach und innerhalb des Tagesgangs auftraten. Ebenfalls führte die Beständigkeit des Aufeises bis zum Ende der Beobachtungen zu einer vergleichsweise geringen Abnahme der Schneemasse um $29,6 \text{ kg m}^{-2}$ und ein Großteil der Schneedickenabnahme von $10,5 \text{ cm}$ ist auf die Aufeisbildung zurückzuführen. Da die Messstation in 2003 im Vergleich zu der von *SEBISUP02* weiter fjordeinwärts lag, ist in 2003 mit einem zusätzlichen und größeren Energieeintrag aus dem Ozean zu rechnen, der jedoch nicht weiter diskutiert werden kann.

Die *ISPOL*-Messungen wurden zum Großteil im Dezember durchgeführt, was auf der Nordhalbkugel dem Juni entsprechen würde, dagegen fanden die *SEBISUP*-Expeditionen hauptsächlich im Mai statt. Darüber hinaus lag der Messort im Weddellmeer im Vergleich zu denen im Kongsfjord ca. 22° näher am Äquator. Eine direkte Übertragung dieser Zeiträume und Orte auf die jeweilige Jahreszeit ergibt, dass der Sommer während *ISPOL* wesentlich weiter fortgeschritten sein müsste, da u. a. der atmosphärische Energieeintrag durch Sonnenstand und Tageslänge wesentlich größer sein müsste. Die Messungen zeigen jedoch, dass dies nicht der Fall ist und dass der Fortschritt der Jahreszeiten auf Spitzbergen im Mai größer sein kann als im Dezember im Weddellmeer. Um derartige großskalige Unterschiede zu erklären, wird das Schneemodell in Kapitel 7.4 auf unterschiedliche Meereisregionen angewandt. Außerdem zeigt der Vergleich der beiden *SEBISUP*-Messungen wesentliche Unterschiede zwischen den einzelnen Jahren, die ebenfalls basierend auf Modellstudien in Kapitel 7.3 eingehender betrachtet werden.

4.6 Zusammenfassung

Da die Prozesse und Eigenschaften von Schnee auf Meereis im Sommer bislang nur unzureichend beschrieben sind, wurden in diesem Kapitel die Ergebnisse von zwei Expeditionen nach Spitzbergen (*SEBISUP*) und einer in das Weddellmeer (*ISPOL*) vorgestellt. Die Schneeeigenschaften während des Übergangs von winterlichen zu sommerlichen Bedingungen wurden anhand glaziologischer Messungen in Abhängigkeit der Oberflächenenergiebilanz diskutiert.

- *SEBISUP 2002*: Ein Anstieg der langwelligen Gegenstrahlung um 70 W m^{-2} auf über 320 W m^{-2} leitete eine Phase positiver langwelliger Strahlungsbilanz ein und führte am 27.05. zu einem klar definierten Übergang von winterlichen zu sommerlichen Bedingungen. Die Schneeeauflage von ursprünglich 23 cm Dicke erwärmte sich bis zu ihrer Unterseite auf $0,0 \text{ }^\circ\text{C}$ und schmolz innerhalb von 5 Tagen vollständig. Die Schneefeuchte nahm signifikant zu und die Albedo reduzierte sich von 0,8 auf 0,4.
- *SEBISUP 2003*: Die Oberflächenenergiebilanz wies zu Beginn und am Ende der Messkampagne einen geringen Energieeintrag in den Schnee ($< 20 \text{ W m}^{-2}$) auf. Zwischenzeitlich herrschte ein negativer Energiefluss mit einer Energieabgabe an die Atmosphäre ($> -30 \text{ W m}^{-2}$) vor. Entsprechend war der Schnee bereits zu Beginn stark metamorph und durch ausgeprägte Eisschichten gegliedert, veränderte sich im Verlauf der Beobachtungen aber langsamer als in 2002 und nahm lediglich von 15 auf 5 cm ab. Im Gegensatz zu 2002 war das Freibord negativ.
- *ISPOL 2004/05*: Die Untersuchungen erstreckten sich auf ein- und mehrjährige Schneedecken mit zumeist negativem Freibord. Eine geringe mittlere Oberflächenenergiebilanz ($7,9 \text{ W m}^{-2}$) und die niedrige mittlere Lufttemperatur von $-1,9 \text{ }^\circ\text{C}$ führten zu einer Schneedickenabnahme von 10 bis 20 cm, je nach Schollenteil. Der Schnee überdauerte auf allen Schollenteilen, wie bei *SEBISUP 2003*, den Beobachtungszeitraum und die $0,0 \text{ }^\circ\text{C}$ -Isotherme drang nur ca. 10 cm in den Schnee ein, sodass nur oberflächennahes Schmelzen resultierte. Die Grenzflächentemperatur zum Meereis nahm zu Beginn der Messungen schnell zu, unterlag danach aber nur noch geringen Schwankungen um $-1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ (P6, Schneedicke $< 35 \text{ cm}$, negatives Freibord) bzw. $-2,0 \text{ }^\circ\text{C}$ (P8, Schneedicke $> 60 \text{ cm}$, zumeist positives Freibord). Die Feuchte des Schnees nahm nur geringfügig, je nach Schollenteil, von 1 bis 2 %_{vol} auf maximal 6 %_{vol} zu. Einzelne Schollenteile wiesen unterschiedliche Albedowerte auf, die sich am Ende der Beobachtungen um $> 0,1$ unterschieden.

Insgesamt konnten die Ergebnisse der Feldmessungen zeigen, wie die sommerliche Schneegenese von den meteorologischen Randbedingungen und der Stratigraphie des Schnees am Ende des Winters abhängen. Eine wesentliche Präkonditionierung kann beispielsweise durch episodische Warmluftadvektion im Winter erfolgen, wie sie im Kongsfjord beobachtet wurde. Der Einfluss des Ozeans auf den Schnee ist wesentlich geringer, sodass die hier durchgeführten Messungen ausreichen, um die wesentlichen Prozesse innerhalb des Schnees zu beschreiben.

Die Lage (geographische Breite) und der Beobachtungszeitraum lassen keinen allgemeinen Rückschluss auf den saisonalen Fortschritt der Schneeeigenschaften zu. Die Prozesse innerhalb des Schnees der beiden *SEBISUP*-Messungen waren weiter fortgeschritten, als die der *ISPOL*-Messungen, obwohl sie saisonal früher und in höheren Breiten stattgefunden haben. Die Ursachen hierfür sind durch großskalige klimatische Unterschiede erklärbar und werden in Modellstudien (Kap. 7.4) untersucht.

Die wesentlichen Ergebnisse der einzelnen Messungen sind:

- Basierend auf zeitlich hoch aufgelösten (ca. 3 Stunden Intervall) Untersuchungen von Temperatur und Feuchte des Schnees konnte gezeigt werden, dass beide Größen einen Tagesgang durchlaufen. Entsprechend wurden die nachfolgenden Feldmessungen jeweils während des Temperaturmaximums durchgeführt, wenn Metamorphose bzw. Schmelzen am stärksten ausgeprägt sind. Abhängig von der Dicke der Schneeeauflage (hier 20 cm) folgt das Temperaturmaximum dem Strahlungsmaximum mit ca. 4 und dem Lufttemperaturmaximum mit ca. 2 Stunden.
- Der Verlauf der Schmelzsaison von *SEBISUP 2002* zeigt den Einfluss der kurzwelligigen Strahlung auf die Schneeeigenschaften durch eine positive Albedo-Rückkopplung. Mit Zunahme der Gegenstrahlung erhöht sich die Oberflächentemperatur des Schnees. Dies bewirkt eine Zunahme der Schneefeuchte und damit auch ein Wachstum der Korngröße an der Oberfläche. Hierdurch erniedrigt sich die Albedo und verstärkt die Absorption kurzwelliger Strahlung.
- Messungen der Schneedichte mit Dichterohren und der Snow Fork unterschätzen die Schneedichte, da interne Eislagen nicht berücksichtigt werden. Dagegen hat sich das Verfahren des Ausschneidens und Wiegens von Schneeböcken bewährt, da dieses Eislagen einschließt. Dieses Verfahren ist daher besonders gut für Massenbilanzstudien geeignet.
- Die Oberflächentemperatur des Schnees aus Strahlungsmessungen weist teilweise Temperaturen oberhalb des Schmelzpunktes auf. Da diese Abweichungen oberhalb der Messungenauigkeit der Strahlungsmessungen liegen, ist ebenfalls eine physikalische Ursache, welche hier jedoch nicht erklärt werden kann, oder eine unzureichende Temperaturkompensation der Messungen anzunehmen.
- Die schwierigen und fehleranfälligen Energiebilanzmessungen auf Schnee konnten mit Hilfe der Schneeuntersuchungen über die Berechnung des potentiellen Schmelzens und durch zusätzliche Plausibilitätsüberprüfungen validiert werden. Sie zeigten vor allem für *SEBISUP02* und *ISPOL* gute Übereinstimmungen.

5 Bildung und Eigenschaften von Aufeis

Nachdem im Zusammenhang mit der Entwicklung des Schnees bereits mehrfach auf die Bildung von Aufeis hingewiesen wurde, beschreibt dieses Kapitel detailliert die Bildung von Aufeis, wie sie bei den Feldmessungen beobachtet wurde (Kap. 5.1). Physikalische Eigenschaften von Aufeis werden anhand von Eislaboranalysen in Kapitel 5.2 vorgestellt. Ein Vergleich der dominanten Prozesse bei der Aufeisbildung unter verschiedenen meteorologischen Randbedingungen und der daraus resultierenden Eigenschaften erfolgt in Kapitel 5.3.

5.1 Bildung und Zerfall von Aufeis während der drei Expeditionen

Es wird erwartet, dass die Bildung von Aufeis stark regional verschieden ist und von Jahr zu Jahr variiert, da sie von der Oberflächenenergiebilanz und den jeweiligen Schnee- und Meereiseigenschaften am Ende des Winters abhängt. Daher stellt dieser Abschnitt die Bildung von Aufeis im Verlauf der drei Expeditionen und die damit verbundenen Prozesse vor. Ebenfalls wird der zeitliche Ablauf im Zusammenhang mit Ausdehnung und Dicke des Aufeises diskutiert.

5.1.1 Kongsfjord 2002 (*SEBISUP02*)

Während der gesamten Feldmessungen wies das Meereis positives Freibord auf, das zu Beginn (20.05.2002) 0,5 cm betrug (Abb. 4.8). Am 28.05., einen Tag nach Schmelzbeginn, wurden die ersten 2,8 cm Aufeis direkt auf dem Meereis beobachtet (Abb. 5.1), und die in Abbildung 5.2 dargestellte vertikale Sequenz von metamorphem Schnee über Aufeis und (porösem) Meereis bildete sich aus. In diesem Foto

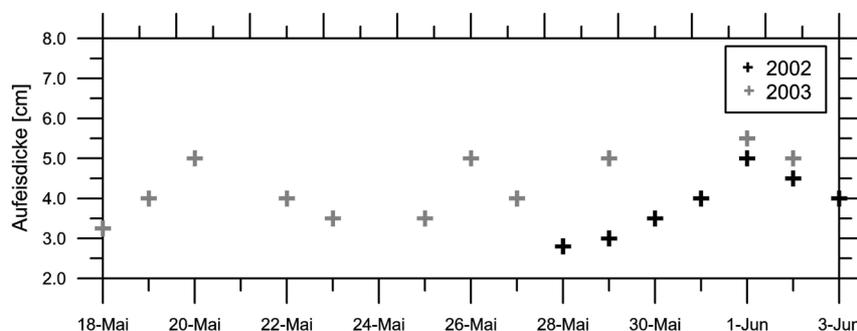


Abbildung 5.1: Dicke des Aufeises beider *SEBISUP*-Kampagnen. Die Einzelwerte entsprechen der mittleren Dicke einzelner Aufeisproben, die zur Dokumentation und Eislaboranalyse erhobt oder ausgesägt wurden.

lässt sich das Aufeis eindeutig anhand seiner hohen Transparenz und der vielzähligen Luftblasen erkennen, welche in Kapitel 5.2 ausführlicher betrachtet werden. Darüber hinaus ist der Porenraum des Aufeises abgeschlossen, sodass es als konsolidiertes Aufeis bezeichnet wird. Mit fortschreitendem Schmelzen des Schnees wuchs

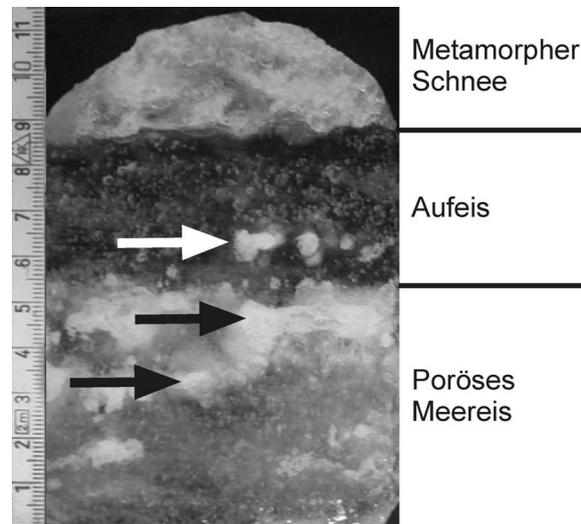


Abbildung 5.2: *SEBISUP02*: Foto eines vertikalen Dickschnitts eines Oberflächenkerns vom 30.05.2002, der die typische Sequenz von metamorphem Schnee, Aufeis und porösem Meereis abbildet. Die Pfeile zeigen auf Luftblasen innerhalb des Aufeises (weiß) und auf hoch poröse Stellen im Meereis (schwarz). Der Maßstab ist in cm angegeben (nach Nicolaus *et al.*, 2003).

die Dicke der Aufeisschicht an und erreichte am 01.06. eine maximale Dicke von 5,0 bis 6,0 cm (Abb. 5.1 und 5.3a). So wurden innerhalb von 5 Tagen die anfänglich 22,9 cm Schnee vollständig in Aufeis umgewandelt. Als Folge der Aufeisbildung stieg die Gesamtdicke des Meereises auf 0,84 m und parallel das Freibord von 0,5 auf bis zu 6,5 cm (Nicolaus *et al.*, 2003).

Der anschließende Zerfall des Aufeises kann gut anhand der Feldfotos in Abbildung 5.3 nachvollzogen werden. Zunächst verwitterte das Aufeis derart, dass die polygonale Textur des Eises offensichtlich wurde (Abb. 5.3b und z. B. Abb. 5.13), bevor es innerhalb von 2 Tagen in einzelne Kristalle mit Durchmessern von 0,5 bis 1,5 cm zerfiel (Abb. 5.3c) und eine schneeähnliche Oberfläche zurückließ (Abb. 5.3d).

Da Aufeis definitionsgemäß aus reinem Süßwasser besteht, kann es anhand von Salzgehaltsmessungen von Meereis und Schneeeis unterschieden werden. Abbildung 5.4 enthält Salzgehaltsprofile von Oberflächenkernen vom 02.06.2002, die alle eine starke Aussüßung der obersten 6 cm zeigen und damit bestätigen, dass es sich bei der neu gebildeten Eisschicht um Aufeis (gefrorenes Süßwasser) handelte. Die Oberflächen-Salzgehalte betragen alle weniger als 1,0 und die Profile ähneln stark denen von Haas *et al.* (2001) für sommerliches antarktisches Meereis gezeigten Werten. Der geringe Salzanteil ist auf die Probenahme und -bearbeitung und auf teilweise nicht vollständig abgeschlossene Porenräume (Kap. 5.2) zurückzuführen.

Für drei Aufeisproben wurde zusätzlich das Isotopenverhältnis $\delta^{18}\text{O}$ gemessen, das Werte zwischen -2,3 und -7,7 liefert. Leider liegen jedoch keine weiteren Vergleichs-

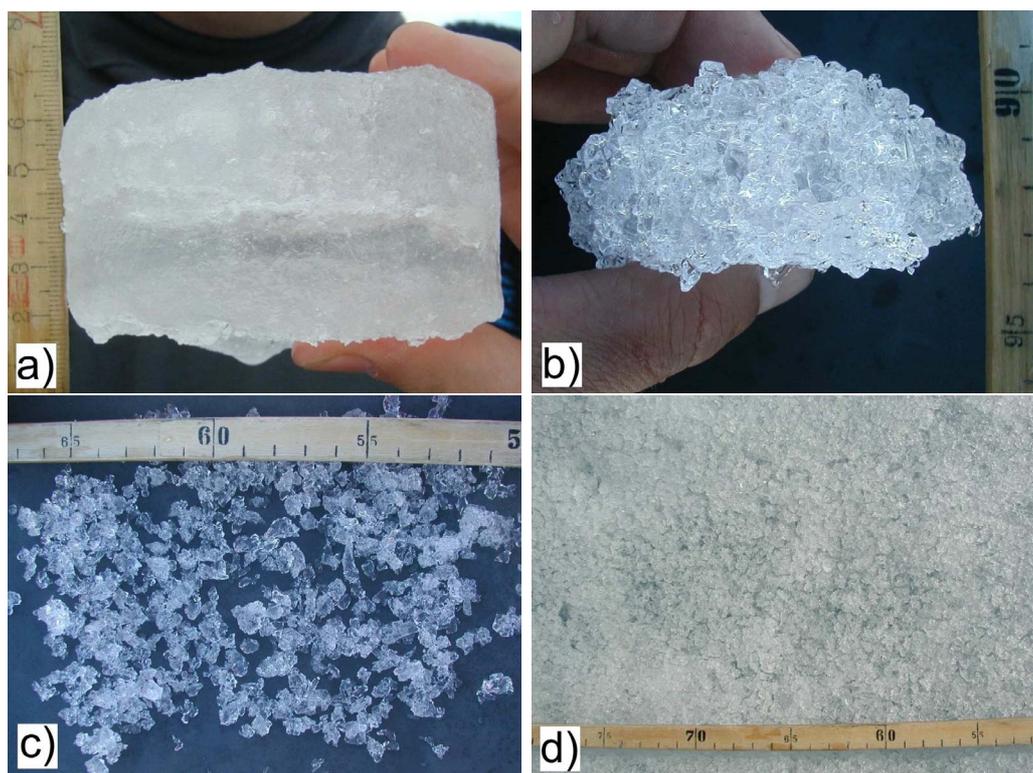


Abbildung 5.3: SEBISUP02: Fotografien von Aufeis und Aufeis-Kristallen (a) Aufeis-Scheibe mit Luftblasen, erbohrt als oberste 5 cm eines Oberflächenkerns (31.05.2002), (b) verwitterte Aufeisscheibe, ca. 4 cm dick (02.06.2002) (c) Polygonale Körner aus einer verwitterten Aufeisscheibe (02.06.2002) (d) Meereisoberfläche aus verwittertem Aufeis (02.06.2002).

werte innerhalb der Expedition zu Schnee, Eis oder Meerwasser vor, da diese Analyse erst im Nachhinein geplant und durchgeführt wurde. Eine Einordnung anhand der Isotopie ist folglich nicht möglich.

Diese Entwicklung der Aufeisbildung spiegelt die Beobachtungen der Schneeeigenschaften auf dem Kongsfjord in 2002 wider (Kap. 4.2). Sie lässt darauf schließen, dass die Schneeschmelze und das anschließende Versickern und Wiedergefrieren des Schmelzwassers die dominanten Prozesse der Aufeisbildung sind (Kap. 2.3).

Über diesen prinzipiellen Ablauf hinaus tragen jedoch auch die Kompaktion des Schnees und die Bildung von Eislinsen innerhalb des Schnees zur Aufeisbildung bei, denn sie stellen eine Barriere für Feuchte- und Schmelzwasserflüsse dar und verhindern das Versickern von Schmelzwasser durch den gesamten Schnee bis zur Meereisoberseite. Mit zunehmender Kompaktion und Schneeschmelze kommt es zwischen einzelnen Eisschichten zu ähnlichen Prozessen, wie zuvor für die gesamte Schneedecke beschrieben. Im weiteren Verlauf verbinden sich einzelne Eisschichten zu dickeren Lagen und letztendlich zu Aufeis (Abb. 4.8). Durch diese Zusammenführung von Eisschichten entstehen Horizonte aus Luftblasen unterschiedlicher Größe im Aufeis, die auf vormals lose Schneeschichten hinweisen. Sie sind in Abbildung 5.2 durch den weißen Pfeil gekennzeichnet und erscheinen im Foto teilweise weiß, wenn sie durch die Probenpräparation mit Eisresten gefüllt sind. Eine ausführliche Diskussion erfolgt anhand tomographischer Untersuchungen in Kapitel 5.2.

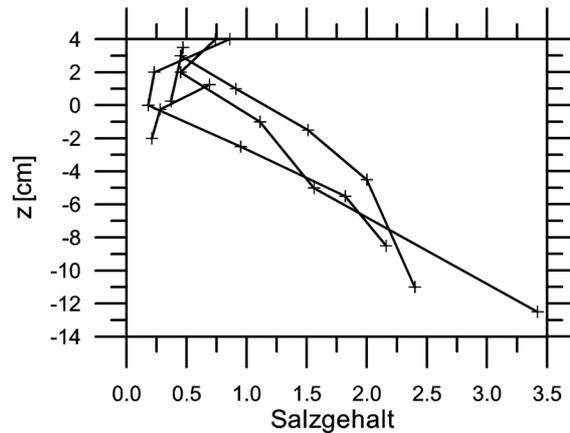


Abbildung 5.4: *SEBISUP02*: Salzgehaltsprofile von Oberflächenkernen vom 02.06. 2002. $z = 0$ bezeichnet die Lage des Meeresspiegels der jeweiligen Kerne (nach Nicolaus *et al.*, 2003).

Aufeis ohne Meereis auf dem Kongsfjord:

Wie bereits beschrieben, befand sich die Messstation während *SEBISUP02* in einer sehr geschützten geographischen Lage, in der die Meereisdicke nahezu konstant blieb und bis Ende Mai kein basales Schmelzen beobachtet wurde (Kap. 4.2). An der Station und bei vielen Eisschollen in den Randbereichen des Fjordes bestand das Eis aus ca. 80 cm Meereis und 5 cm Aufeis (Abb. 5.5a). Dagegen zeigt Abbildung 5.5b, dass die Eisbedeckung im Fjordinneren zum gleichen Zeitpunkt ausschließlich aus einer dünnen Aufeisschicht bestand. Ursache hierfür sind wahrscheinlich lokale Unterschiede des Ozeanwärmestroms. So erwärmte sich das Wasser im Inneren des Fjordes durch zunehmende Advektion von Warmwasser in den Fjord derart, dass es zu verstärktem basalem Schmelzen kommt, wohingegen die Randgebiete hiervon (bis zu diesem Zeitpunkt) kaum erfasst wurden. Ein zweiter Grund ist, dass das Meereis im Inneren des Fjordes vermutlich während der gesamten Zeit dünner war, da es sich

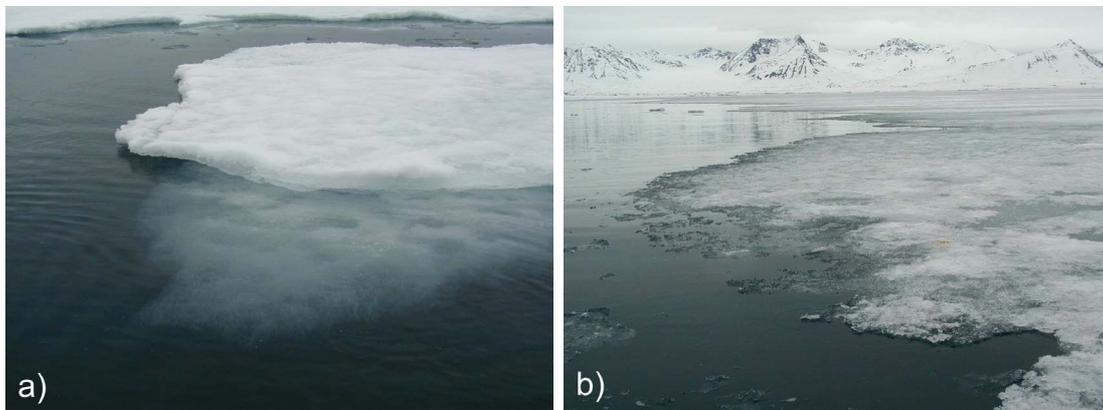


Abbildung 5.5: *SEBISUP02*: Meereis und Aufeis auf dem Kongsfjord am 30.05. 2002 (a) Foto aus dem Uferbereich des Fjordes, es zeigt eine Eisscholle bestehend aus Meereis, Aufeis und einem Rest Schnee (b) Foto aus dem zentralen Fjord, es zeigt eine Aufeis-Scholle, bei der das unterliegende Meereis bereits geschmolzen ist.

später bildet und dort auch im Winter höhere Wassertemperaturen vorherrschen. Diese Beobachtung ist für die Bedeutung von Aufeis auf Meereis wesentlich, denn durch den unterschiedlichen Schmelzpunkt von Meereis (ca. $-1,8\text{ °C}$) und Aufeis ($0,0\text{ °C}$) ist das Aufeis in der Lage, wesentlich länger im wärmer werdenden Fjord zu überdauern als das Meereis, da sein Schmelzpunkt immer später erreicht wird. Wie bereits von Haas *et al.* (2001) gezeigt, treffen die Beobachtungen aus Abbildung 5.5b auch für antarktisches Meereis zu. Dort wird die Bildung von dicken Aufeisschichten beobachtet und es herrschen hohe Ozeanwärmeströme vor, welche starkes basales Schmelzen des Meereises verursachen.

Großskalig betrachtet hat die Aufeisbildung damit einen großen Einfluss auf die Oberflächenenergiebilanz der Region, da das verwiterte Aufeis eine wesentlich höhere Albedo aufweist, als die eisfreie Meeresoberfläche (Abb. 2.3 und 4.9).

5.1.2 Kongsfjord 2003 (*SEBISUP03*)

Die Jahre 2002 und 2003 im Kongsfjord unterschieden sich nicht nur wesentlich in den atmosphärischen Bedingungen und den daraus resultierenden Schneeeigenschaften, sondern insbesondere auch in der Bildung von Aufeis und dessen zeitlicher Entwicklung. Ein entscheidender Unterschied ist, dass das Messfeld 2003 nahezu durchgängig negatives Freibord aufwies, und dass die Aufeisbildung bereits zu Beginn der Beobachtungen eingesetzt hatte. Entsprechend wurde von Beginn an eine anfänglich 3 cm dicke und wenig konsolidierte Eisschicht auf Slush beobachtet, deren erste Beprobung am 18.05.2003 sie als Aufeis identifizierte, da sie kein Salz enthielt. Abbildung 5.6 zeigt, dass sich das Aufeis von Beginn an sehr homogen über große Flächen von einigen Quadratmetern erstreckte und auch nur an wenigen Punkten direkten Kontakt zum Meereis hatte. Beides zusammen führt dazu, dass man beim Begehen der Fläche bis auf die Meereisoberseite einbrach und dadurch große Krater erzeugte, welche die Schnee- und Aufeisfläche zerstörten. Um die Messungen insgesamt möglichst wenig zu beeinträchtigen, ist unter derartigen Bedingungen besondere Vorsicht notwendig. Eine derartige Aufeisbildung vor Beginn des eigentlichen sommerlichen Schmelzens kann in niedrigen Breiten häufiger beobachtet werden und ist auf episodische Warmlufteinbrüche zurückzuführen (Gerland *et al.*, 2004). Daher



Abbildung 5.6: *SEBISUP03*: Eine schneebedeckte ca. 3 cm dicke Aufeisschicht „schwimmt“ auf einer Slushschicht. Die Schichtung wurde zerstört, um die horizontale Ausdehnung und die Slushschicht zu zeigen (20.05.2003). Der Maßstab ist ca. 1 m lang.

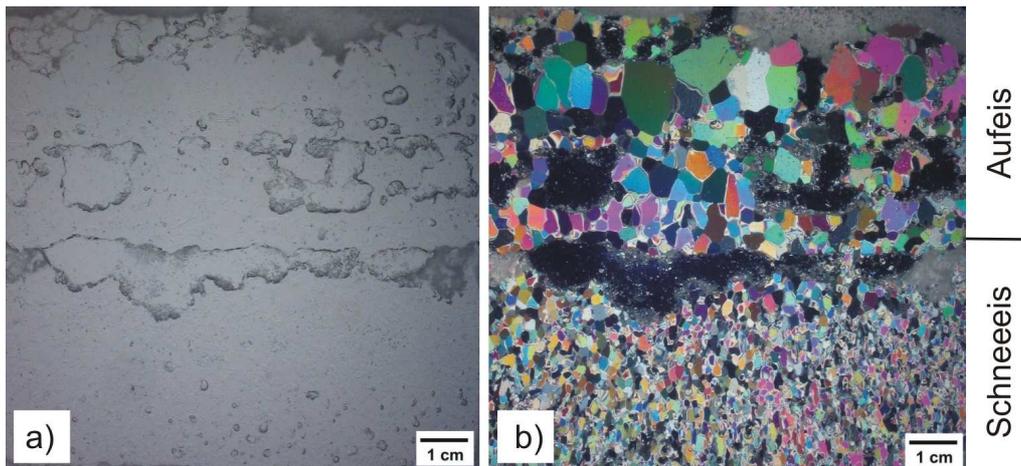


Abbildung 5.7: *SEBISUP03*: Dünnschnitt von ca. 5 cm Aufeis auf 4 cm Schneeeis. Das Aufeis setzt sich aus einzelnen Eisschichten zusammen, welche durch Hohlräume getrennt sind (Probe vom 03.06.). (a) Im Durchlicht, (b) zwischen gekreuzten Polarisatoren.

ist dies auch für den Kongsfjord nicht außergewöhnlich, wie auch die Simulationen von 10 Schmelzsaisons mit SN THERM in Kapitel 7.3 zeigen.

Die zeitliche Entwicklung der Aufeisdicke lässt sich gut anhand der Abbildungen 5.1 und 4.15 nachvollziehen. Die eigentliche Aufeisschicht befand sich direkt auf dem Slush und ihre Dicke zwischen 3,5 und 5,5 cm variierte im Laufe der Zeit vor allem dadurch, dass die Beprobung lokalen Variationen unterlag. Besonders interessant ist jedoch, dass im Verlauf der Veränderungen innerhalb des Schnees das Zusammenwachsen unterschiedlicher Eisschichten beobachtet werden konnte. So wurde der Schnee zwischen einzelnen Eisschichten zunehmend dünner und es entstanden Wechsellagerungen von Schnee und Eis, die letztendlich in einer ca. 5 cm dicken Aufeisschicht zusammenfroren.

Abbildung 5.7 zeigt einen Dünnschnitt einer derartigen Aufeisprobe, die sich aus einzelnen Eisschichten zusammensetzt, welche wiederum durch Hohlräume getrennt sind. Die oberen Hohlräume resultieren dabei aus dem Entstehungsprozess innerhalb des Schnees, die unteren bilden den Übergang zum Schneeeis. Der Übergang zwischen beiden Eistypen wurde anhand des Salzgehaltes ermittelt.

5.1.3 Weddellmeer 2004/05 (*ISPOL*)

Die Aufeisbildung während *ISPOL* befand sich, verglichen mit dem Kongsfjord in den vorangegangenen Jahren, noch in einem sehr frühen Stadium, sodass keine großflächige konsolidierte Aufeisschicht beobachtet werden konnte. Dagegen überdauerte ein Großteil des Schnees den Beobachtungszeitraum (Kap. 4.4) und Aufeis bildete sich nur in horizontal diskontinuierlichen und inhomogenen Schichten, deren Dicke einige Zentimeter betrug und innerhalb einiger Dezimeter stark variierte. Zusätzlich war es in diesem Anfangsstadium aufgrund der dünnen (< 2 cm) und unkonsolidierten Schichten schwierig, das Aufeis zu erkennen und zu vermessen (Kap. 3.4). Die Diskussion der Aufeisbildung während *ISPOL* konzentriert sich daher auf Prozesse, die zur Aufeisbildung beitragen und sich von denen des Kongsfjordes unterscheiden.

Das erste Aufeis wurde am 11.12.2004 auf P6 gefunden. Dies war zunächst überraschend, da alle Temperaturprofile der Schneeauflage ergaben, dass die 0,0 °C Isotherme zu keinem Zeitpunkt die Schneeunterseite erreicht hatte (Abb. 4.22). Folglich müssen auch andere Prozesse als Schneeschmelze mit anschließendem Versickern und Wiedergefrieren des Schmelzwassers zur Bildung von Aufeis führen. So ist die Aufeisbildung auf der *ISPOL*-Scholle vermutlich in erster Linie auf Feuchteflüsse innerhalb des Schnees zurückzuführen, die darauf beruhen, dass Schnee auch bei Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes einen temperaturabhängigen Flüssigwasseranteil enthält (Gl. 2.7). Um diesen (Schmelzwasser- und) Feuchtetransport innerhalb des Schnees nachvollziehen zu können, wurden bei *ISPOL* zusätzliche Tracer-Experimente durchgeführt.

Schmelzwasser- und Feuchtetransport innerhalb des Schnees:

Da der Transport von Feuchte durch den Schnee zur kalten unteren Grenzfläche für die Bildung von Aufeis notwendig ist, wurden Versuche mit dem Farb-Tracer Sulforhodamin B durchgeführt (Kap. 3.3), die den Feuchtetransport durch den Schnee sichtbar machen (Abb. 5.8). Diese Experimente fanden ab dem 27.12.2004 auf P9 an zwei Standorten mit unterschiedlicher Stratigraphie und Schneedicke, statt.

Die Ergebnisse der Tracer-Analysen von vier Messfeldern sind in Abbildung 5.9 zusammengefasst. Sie enthalten die Entwicklung der relativen Tracer-Konzentration in einem Zeitraum zwischen 5 Stunden und 5,25 Tagen von zwei Feldern mit dünnerer (ca. 10 cm) und zwei mit dickerer Schneeauflage (ca. 25 cm).

Abbildung 5.8a zeigt, dass der am 26.12. um 16:30 Uhr oberflächlich aufgebrachte Farbstoff innerhalb eines Tages die Schnee-Eis-Grenze erreicht hat. Auf dem Foto des Schneeschachts ist zusätzlich die allgemeine Stratigraphie aus ca. 10 cm Schnee

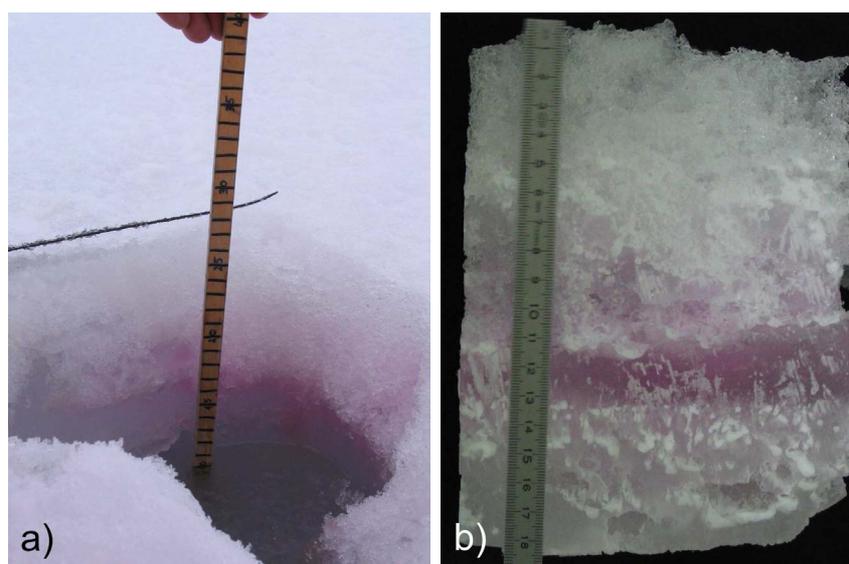


Abbildung 5.8: *ISPOL*: Ausbreitung von Sulforhodamin B in Schnee und Aufeis innerhalb von 27 h nach Animpfung (Abb. 3.9). (a) Schneeschacht nach der Entnahme des Oberflächenkerns P9 SR1-1 am 27.12.04 (b) Dickschnitt des zugehörigen Oberflächenkerns. Vertikalprofile von Farbstoffkonzentrationen sind in Abbildung 5.9b dargestellt.

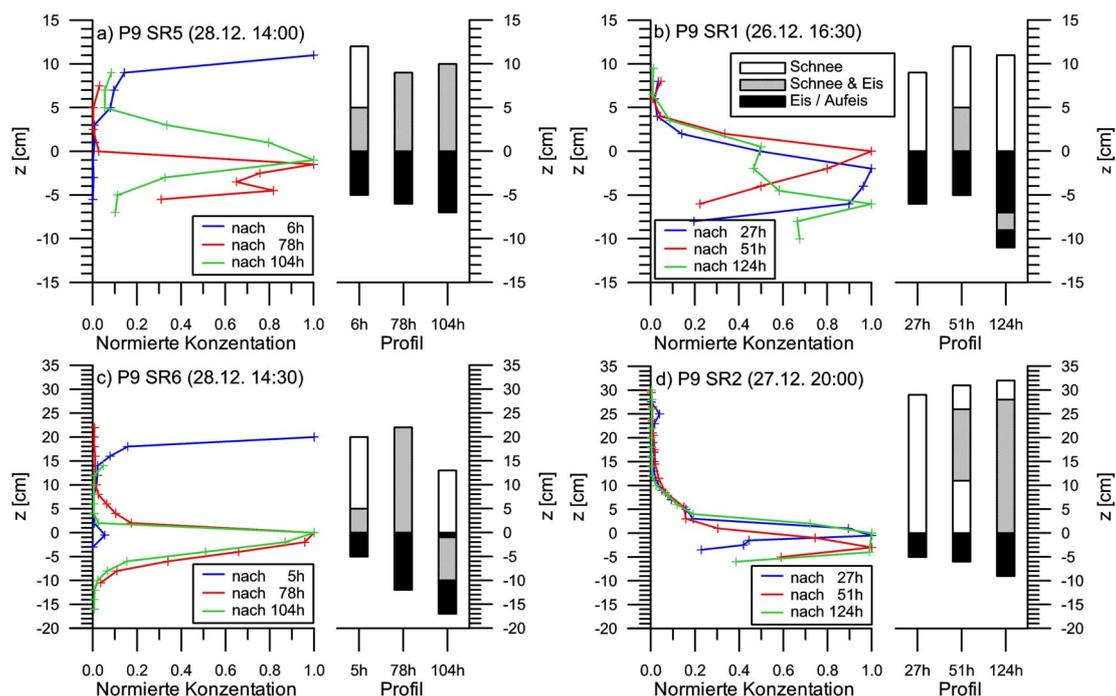


Abbildung 5.9: ISPOL: Sulforhodamin B Konzentration in Oberflächenkernen für unterschiedliche Zeitpunkte (6 bis 124 h) nach Animpfung (zwischen 26. und 28.12.2004). (a) und (b) zeigen Profile in dünnerem, (c) und (d) in dickerem Schnee auf P9 (Abb. 5.8). Die Konzentration ist auf das Maximum des jeweiligen Kernes normiert. $z = 0$ bezeichnet die Oberseite der obersten signifikanten Eislage (zumeist Aufeis) innerhalb des jeweiligen Kernes. Die Stratigraphie umfasst den vollständigen Kern von der Schneeoberseite bis zur Slushschicht, oberhalb der alle Kerne enden. Die angegebenen Daten und Uhrzeiten geben den Zeitpunkt der Animpfung an. Tiefer gelegene Messungen geben Konzentrationen im Slush an.

über 6 cm Aufeis und Slush erkennbar. Innerhalb der ersten Tage nach dem Animpfen (oberflächliches Aufsprühen des Farbstoffes) des Messfeldes lässt sich der Farbstoff im Schnee und Eis durch seine rote Farbe erkennen (Abb. 5.8b). Der Dickchnitt des Oberflächenkerns zeigt in Höhe der Aufeisoberseite und am unteren Ende des bereits stark vereisten Schnees eine ausgeprägte Tracer-Front.

Die Abbildungen 5.9a&c zeigen, dass sich der Farbstoff 5 Stunden nach dem Ausbringen noch sehr oberflächennah mit einem Maximum an der Oberfläche konzentriert. Innerhalb dieser Zeit drang er auf beiden Feldern 7 cm tief in den Schnee ein, was einer Ausbreitungsgeschwindigkeit von $1,2 \text{ cm h}^{-1}$ entspricht. Die Entwicklung innerhalb des ersten Tages kann anhand der Abbildungen 5.9b & d nachvollzogen werden. Sie zeigen, dass bereits nach 27 h ein Großteil des Farbstoffs die Eisoberseite erreicht hat, was im Falle der dickeren Schneebedeckung ein Fortschreiten um 29 cm bedeutet (Transportgeschwindigkeit: $> 1,1 \text{ cm h}^{-1}$, $> 0,26 \text{ m d}^{-1}$). Es kann vermutet werden, dass auch noch dickere Schneeaufgaben innerhalb dieses Zeitraums durchquert werden können, wenn keine undurchlässigen Vereisungen auftreten. Zum gleichen Zeitpunkt wurden auch die ersten Tracer-Konzentrationen unter dem Aufeis gemessen, die jedoch wesentlich geringer waren als oberhalb und innerhalb der obersten 2 bis 3 cm des Aufeises.

Im weiteren Verlauf der Studie veränderte sich die generelle Form der einzelnen Profile nur geringfügig. Alle Messfelder zeigten für den 2. bis 6. Tag nach dem Animpfen ein Konzentrationsmaximum innerhalb des Eises, aber nur sehr geringe Tracer-Spuren im Slush und an der Eisunterseite. Damit stellt Aufeis eine wesentliche Barriere für die Feuchteflüsse dar, auch wenn es den Transport von Sulforhodamin B durch das Eis nicht vollständig unterbindet. In dieser Hinsicht ist bemerkenswert, dass die durchaus sehr verschiedenen und teilweise hohen Vereisungsgrade des Schnees, sowie kleinere Eislinen und -schichten innerhalb des Schnees den Flüssigkeitstransport nicht messbar verzögern oder gar verhindern. Innerhalb der Messfelder wurden keine Stellen mit dicken und stark ausgeprägten Eisschichten innerhalb des Schnees gefunden, wie sie an anderen Stellen zur Aufeisbildung beitragen (Abb. 5.19a&e).

Übertragen auf die Schmelzwasserflüsse und deren Bedeutung für die Aufeisbildung zeigen diese Experimente, dass auch bei negativen Temperaturen Aufeisbildung stattfinden kann, und dass der Transport von Feuchte innerhalb des Schnees dabei eine große Rolle spielt. Es sei angemerkt, dass die Messungen P9-SR1 (Abb. 5.9d) zwar vom Niederschlag in der Nacht vom 27. auf den 28.12. (Kap. 4.4) beeinflusst wurden, jedoch im Ergebnis nicht von Messungen zu anderen Zeitpunkten abwichen.

Die durchgeführten Tracer-Experimente stellen die erste, hoch aufgelöste und kleinkalige Beschreibung von Feuchteflüssen in Schnee auf Meereis dar. Die Ergebnisse spiegeln ein eindeutiges Verhalten wider und zeigen eine klare Korrelation zu den Veränderungen in der Stratigraphie. Die Festlegung der Oberseite der obersten signifikanten Eisschicht als $z = 0$ hat sich bewährt, da sich so die einzelnen Profile am besten vergleichen und auswerten lassen.

Eine höhere zeitliche Auflösung innerhalb der ersten Tage sowie Messungen in dickeren Schneeaufgaben können in Zukunft die Ergebnisse verfeinern. In erster Linie sind dabei Untersuchungen der Transportgeschwindigkeiten von Interesse. Die Verwendung der 1×1 m großen Fläche erlaubt eine umfangreiche Beprobung unter vergleichbaren Bedingungen. Da die Aufbereitung der Proben zeitaufwendig ist, war während *ISPOL* keine häufigere Probenahme und -auswertung möglich, auch wenn dies vorteilhaft gewesen wäre. Bei umfangreicheren Studien muss zusätzlich der Einfluss der Witterungsbedingungen berücksichtigt werden, da sich vor allem (starke) Niederschläge und Energieflüsse in den Ergebnissen niederschlagen.

Aufeisbildung nördlich der *ISPOL*-Scholle:

Über die Aufeisuntersuchungen auf der *ISPOL*-Scholle hinaus wurde im Verlauf der Drift auch zweimal, am 09.12.04 und 01.01.05, eine Scholle aufgesucht, die durch eine Meereisboje markiert war und ca. 100 km nördlich der Heimatscholle lag. Innerhalb der 23 Tage reduzierte sich die Schneeaufgabe im Umfeld der Boje von $27,7 \pm 10,1$ cm auf $9,6 \pm 5,3$ cm und es bildete sich ca. 5 cm dickes Aufeis auf 17 cm dickem Slush (Abb. 5.10). Das Meereis darunter unterschied sich ebenfalls grundlegend von den Eisverhältnissen der *ISPOL*-Scholle zum gleichen Zeitpunkt. Es war am 01.01.05 nur (noch) 50 cm dick und hoch porös mit ausgeprägten Solekanälen und wies deutliche Spuren starken internen und basalen Schmelzens auf.

Diese grundlegenden Unterschiede zeigen, dass die jahreszeitlichen Veränderungen in der Region, die nur unwesentlich nördlich gelegenen ist, wesentlich weiter fort-

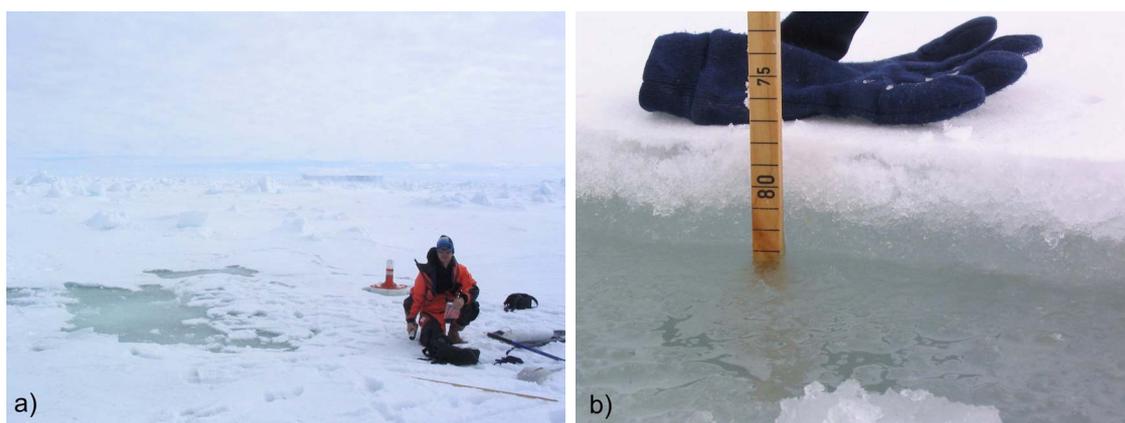


Abbildung 5.10: *ISPOL*: Fotos von einer Scholle ca. 100 km nördlich der *ISPOL*-Scholle (Nord-scholle, 01.01.05) (a) Blick über Scholle mit Positionsboje und ausgedehnter Fläche eingebrochenen Aufeises (b) Stratigraphie aus 3 cm Schnee, 5 cm Aufeis davon 3 cm unterhalb des Wasserspiegels und ca. 17 cm Slush.

geschritten waren. Außerdem lassen die Beobachtungen vermuten, dass das Aufeis das Meereis überdauert und so weite Flächen des Weddellmeeres für einige Zeit ausschließlich von Aufeis bedeckt waren. Die Ursache ist weiteres basales Schmelzen und eine Umwandlung des restlichen Schnees in Aufeis in den darauf folgenden Wochen. Derartige Prozesse wurden bereits für den Kongsfjord beschrieben (Abb. 5.5).

5.2 Physikalische Eigenschaften von Aufeis

Die physikalischen Eigenschaften von Aufeis unterscheiden sich grundlegend vom darunter liegenden Meereis und sind bislang nur wenig beschrieben. Daher werden in diesem Abschnitt vor allem Dichte und Textur von Aufeis anhand von Eislaboranalysen an Aufeisproben vorgestellt.

5.2.1 Porosität und Dichte aus XCT-Messungen

Wie schon in den Abbildungen 5.2 und 5.7 dargestellt, kommt es bei der Bildung von Aufeis zu Luft einschlässen innerhalb des Eises. Die räumliche Verteilung, Größe und Anzahl dieser Luftblasen wurde durch Messungen mit einem Röntgen-Tomographen (XCT) dreidimensional abgebildet und analysiert (Kap. 3.4).

Abbildung 5.11 zeigt anhand von vier Rekonstruktionen von XCT-Messungen die Vielfalt der Blasengeometrien von Süßwasserproben, deren Porenraum vollständig

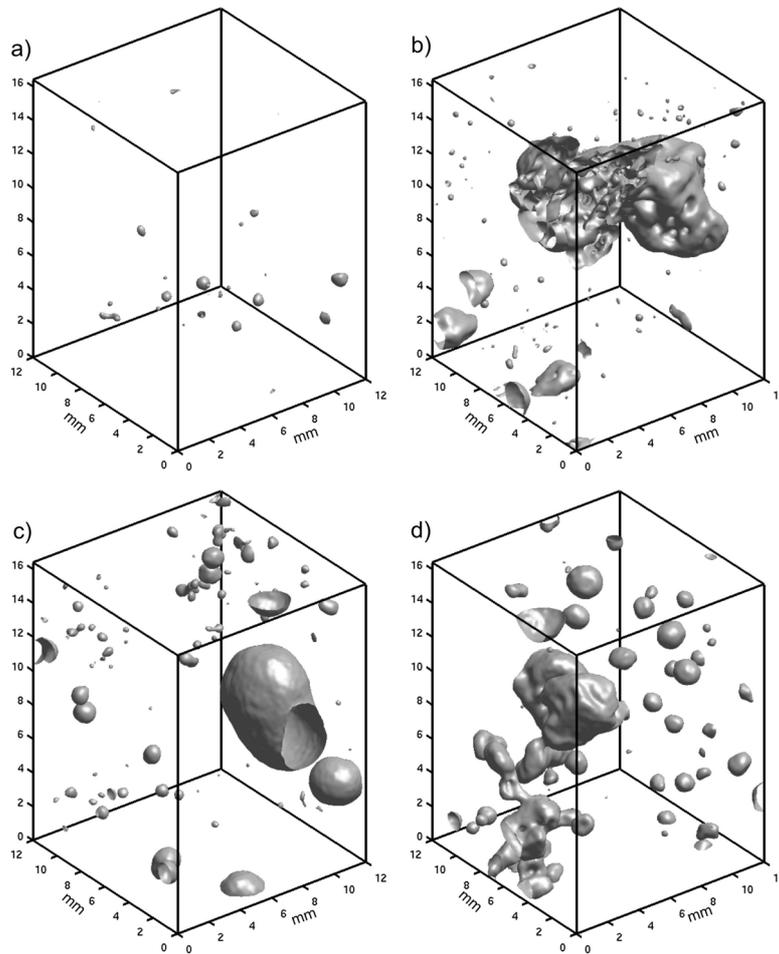


Abbildung 5.11: Tomographische Rekonstruktion von Aufeisproben (a) *ISPOL P6* (SC01, 15.12.2004), Dichte (ρ): 916 kg m^{-3} , Porosität (ν): 0,001, $\delta^{18}\text{O} = -13\text{‰}$ (b) *ISPOL P6* (SC04, 30.12.2004), $\rho = 845 \text{ kg m}^{-3}$, $\nu = 0,078$, kein $\delta^{18}\text{O}$ -Wert bestimmt (c) *ISPOL P9* (SC02, 18.12.2004), $\rho = 889 \text{ kg m}^{-3}$, $\nu = 0,052$, $\delta^{18}\text{O} = -15\text{‰}$ (d) *SEBISUP03* (SC03, 20.05.03), $\rho = 872 \text{ kg m}^{-3}$, $\nu = 0,049$, kein $\delta^{18}\text{O}$ -Wert bestimmt. Der Salzgehalt aller Proben beträgt 0,0. Eis ist transparent und Luftblasen sind grau dargestellt.

abgeschlossen ist und somit als konsolidiertes Aufeis bezeichnet wird. Dagegen zeigt Abbildung 5.20 unter anderem unkonsolidierte Eislagen und verdeutlicht die kontinuierlichen Übergänge von Schnee zu Eis unter Einfluss von Schmelzereignissen und Flüssigwassertransport. Insgesamt wurden zur Untersuchung von Porosität und Dichte 26 konsolidierte Aufeisproben (*SEBISUP02*: 4; *SEBISUP03*: 7; *ISPOL*: 15) verwendet, deren Salzgehalt zumeist (18 von 26 Proben) 0,0 und maximal 1,6 betrug.

Das Aufeis mit der geringsten Porosität (0,0007) enthält nur wenige und sehr kleine (< 1 mm) Luftblasen und die höchste Dichte von 916 kg m^{-3} (Abb. 5.11a). Dagegen zeigt Abbildung 5.11b eine sehr komplexe Luftblasengeometrie und eine Dichte von 845 kg m^{-3} , was der geringsten gemessenen Aufeisdichte entspricht. Innerhalb einer Aufeisprobe kann die Größe einzelner Blasen stark variieren. Sie erstreckt sich von der Nachweisbarkeitsgrenze bis zur größten gemessenen Luftblase mit einem Durchmesser von über 7 mm (Abb. 5.11c). Darüber hinaus wurden vereinzelt größere Luftblasen gefunden, diese konnten jedoch durch das begrenzte Analysevolumen des XCT nicht vermessen werden. Abbildung 5.11d zeigt eine typische Aufeisprobe mit sehr unterschiedlich großen und geformten Luftblasen. Insgesamt kann beim Vergleich aller 26 Proben kein Zusammenhang zwischen Porosität und Entstehungsgeschichte oder Fundort ausgemacht werden, was eventuell auch auf eine zu geringe Probenanzahl zurückzuführen ist.

Die Gesamtheit aller Dichtemessungen ist in Abbildung 5.12 dargestellt. Sie zeigt, dass alle Dichtewerte oberhalb von 830 kg m^{-3} liegen, der Dichte, bei der auch der Übergang von Firn zu Eis und damit der Abschluss von Luftblasen von Landeis geschieht. Die mittlere Dichte aller Aufeisproben beträgt $894 \pm 21 \text{ kg m}^{-3}$ und weist keine prinzipiellen Unterschiede zwischen den Messungen auf dem Kongsfjord und denen im Weddellmeer auf (*SEBISUP*: $896 \pm 11 \text{ kg m}^{-3}$; *ISPOL*: $893 \pm 15 \text{ kg m}^{-3}$).

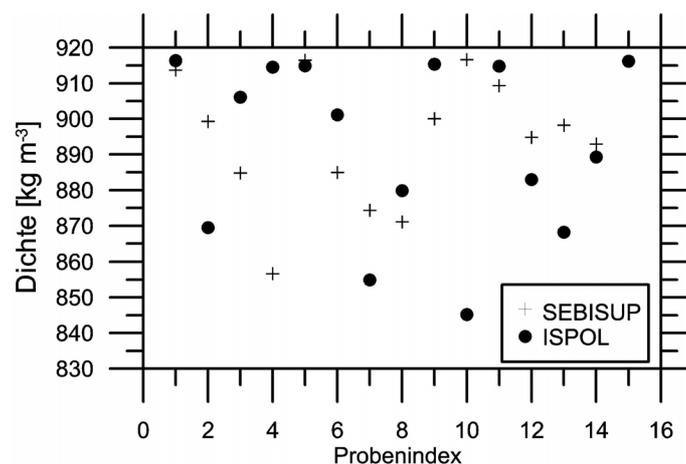


Abbildung 5.12: Aufeisdichte aus XCT-Messungen.

Erwartungsgemäß ist die Dichte von Aufeis geringer als die von störungsfrei gebildetem Süßwassereis (917 kg m^{-3} bei $T = 0 \text{ °C}$), da der Einschluss der Luftblasen die Dichte reduziert. Darüber hinaus kann beim Vergleich aller 26 Proben kein Zusam-

menhang der Porosität und der Entstehungsgeschichte des Aufeises ausgemacht werden, was vermutlich auch darauf zurückzuführen ist, dass das Aufeis bei *SEBISUP03* und *ISPOL* unter vergleichbaren Bedingungen gebildet wurde und die Probenzahl von *SEBISUP02* zu gering ist, um Unterschiede aufzeigen zu können. Aus diesem Grund wurden die Proben von *SEBISUP02* und *SEBISUP03* hier zusammengefasst. Dennoch unterscheidet sich die Struktur des Aufeises von Eis, das durch Sinterung entsteht. Letzteres weist sehr gleichmäßig verteilte Lufteinschlüsse auf (Freitag *et al.*, 2004), da der Porenraum nicht (ungleichmäßig) durch Flüssigkeitstransporte aufgefüllt, sondern auch nach dem Abschluss lediglich verdichtet wird.

Die erste und bislang einzige Abschätzung der Aufeisdichte basiert auf der Massenbilanzuntersuchung des Schnees während *SEBISUP02*, als aus der Umwandlung von 22,9 cm Schnee in 5 bis 6 cm Aufeis eine Dichte von 850 kg m^{-3} abgeleitet wurde (Nicolaus *et al.*, 2003). Diese Methode unterschätzt die Dichte im Vergleich zu den XCT-Messungen jedoch um 43 kg m^{-3} , was vor allem darauf zurückzuführen ist, dass eine Unterscheidung zwischen konsolidiertem und unkonsolidiertem Aufeis ohne die Verwendung von Strukturanalysen nicht eindeutig möglich ist. Entsprechend gehen, im Gegensatz zu dieser Untersuchung, auch Eisschichten in diese Massenbilanz ein, deren Porenraum nicht abgeschlossen und deren Dichte geringer ist.

Auch für die hier vorgestellten Dichtemessungen waren Proben vorgesehen, die sich erst nach der XCT-Messung als unkonsolidiertes Eis herausstellten und somit doch nicht berücksichtigt wurden. Werden diese Süßwassereisproben dennoch zur Bestimmung herangezogen, verringert sich die mittlere Dichte auf $858 \pm 94 \text{ kg m}^{-3}$, was sehr gut mit der Abschätzung von *SEBISUP02* übereinstimmt.

Diese Beispiele zeigen zugleich, dass die Bestimmung der Aufeisdichte auf einer Größenskala von einigen Zentimetern, z. B. durch Feldmessungen, generell andere Ergebnisse ergeben kann als solche auf Millimeterskalen, z. B. durch XCT-Messungen. Noch höher aufgelöste Untersuchungen werden nicht empfohlen, da dann die Untersuchungseinheit kleiner wird als die Struktur des Eises und dies zu sehr inhomogenen Ergebnissen führen würde.

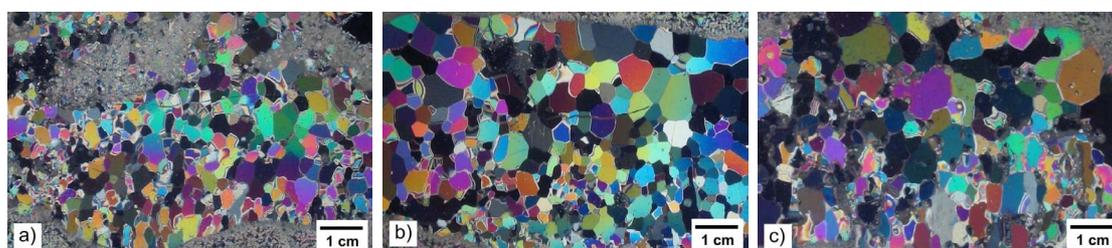


Abbildung 5.13: *SEBISUP03*: Dünnschnitte von Aufeis mit polygonaler Textur (Kristallstruktur) und verschiedenen Korngrößen und Korngrößenverteilungen. (a) Vertikaler Schnitt, $d_g = 1,9 \text{ mm}$ (Nr. 3, 18.05.) (b) Vertikaler Schnitt, $d_g = 2,4 \text{ mm}$ (Nr. 14, 21.05.) (c) Vertikaler Schnitt, $d_g = 2,6 \text{ mm}$ (Nr. 32, 03.06.). Korngrößenverteilungen sind in Abbildung 5.14b dargestellt.

5.2.2 Textur und Korngröße aus Dünnschnitten

Zur Bestimmung der Textur (Kristallstruktur) und Korngröße von Aufeis stehen 9 Dünnschnitte von *SEBISUP03* und 30 von *ISPOL* zur Verfügung, die alle eine polygonale Kristallstruktur aufweisen (Abb. 5.13 und 5.16). Diese Textur von Aufeis ist hinlänglich bekannt, sodass in diesem Abschnitt Größe und Größenverteilung einzelner Kristalle ausführlicher betrachtet werden, welche bislang zumeist nur qualitativ beschreiben wurden (z. B. Jeffries *et al.*, 1994; Haas *et al.*, 2001; Granskog *et al.*, 2006).

Die mittlere Korngröße nahm während *SEBISUP03* von 1,9 mm (Nr. 3, 18.05.) auf 2,6 mm (Nr. 32, 02.06.) zu (Abb. 5.14a). Die Häufigkeitsverteilung in Abbildung 5.14b und die drei vertikalen Dünnschnitte in Abbildung 5.13 zeigen, dass diese Zunahme besonders durch große Kristalle hervorgerufen wurde, die sich an der Aufeisoberseite bilden. Entsprechend bleiben kleinere Größenklassen belegt und das Spektrum erweitert sich um größere Kristalle. Käme es zu einem gleichmäßigen Korngrößenwachstum innerhalb der gesamten Probe, würde sich die Verteilungsfunktion als Ganzes verschieben. Eine weitere Konsequenz ist die Ausbildung einer gradierten Schichtung, da sich die tiefer liegenden kleineren Kristallen kaum verändern. Zusätzlich ist Abbildung 5.14a zu entnehmen, dass die Zunahme der mittleren Korngröße gut mit dem Wachstum von Eiskristallen in wassergesättigtem Schnee übereinstimmt, wie es von Colbeck (1986) parametrisiert wurde (Gl. 2.11).

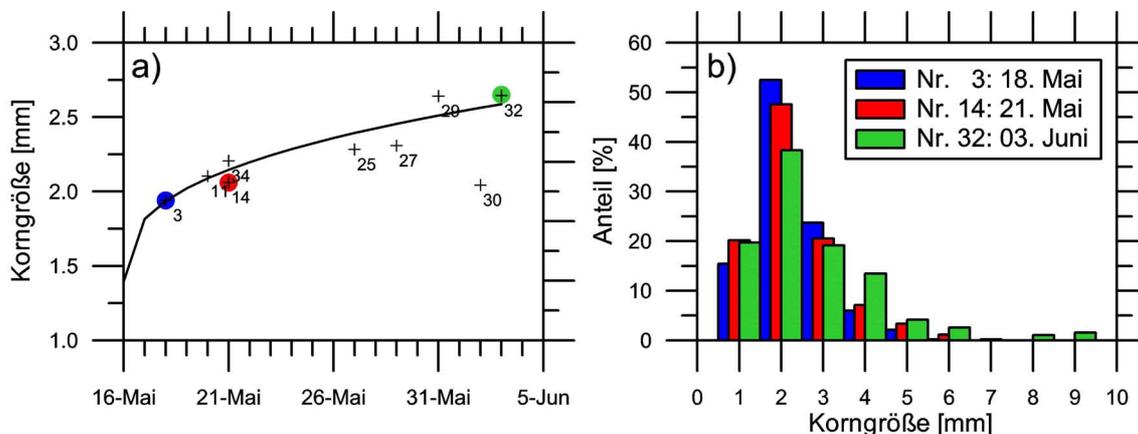


Abbildung 5.14: *SEBISUP03*: Korngrößenzunahme des Aufeises (a) Mittlere Korngröße von Aufeisproben im Vergleich zur theoretischen Entwicklung nach Colbeck (1986) (Gl. 2.11). Die Einzelpunkte sind zur besseren Identifikation entsprechend ihrer Feldbezeichnung beschriftet. Außerdem sind die drei Dünnschnitte, die in Abbildung 5.13 und in (b) dargestellt sind, hervorgehoben. (b) Korngrößenverteilung dreier Dünnschnitte.

Im Vergleich zu *SEBISUP03* war die mittlere Korngröße des Aufeises der *ISPOL*-Scholle mit 3,6 mm um 1,3 mm größer und umfasste ein wesentlich breiteres Korngrößenspektrum (Abb. 5.15b), das von 1,2 mm (Nr. 9, Abb. 5.16d) bis 5,0 mm (Nr. 53, Abb. 5.16f) reichte.

Noch größere Kristalle wurden auf der Nordscholle und auf einer Scholle an der Eiskante gefunden, wo die maximale mittlere Korngröße bis zu 8,7 mm betrug und der

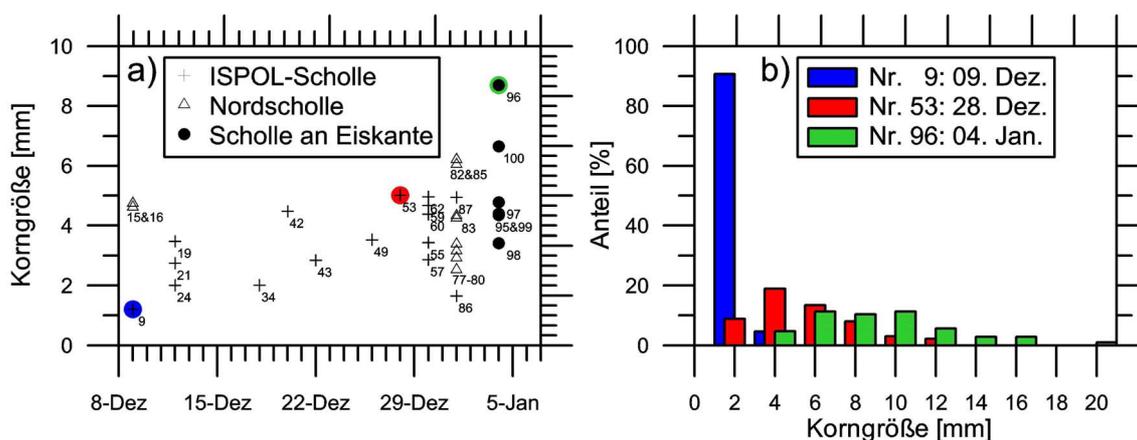


Abbildung 5.15: *ISPOL*: Korngrößenzunahme im Aufeis (a) Mittlere Korngröße von Aufeisproben der *ISPOL*-Scholle, einer ca. 100 km nördlich gelegenen Scholle (Nordscholle) und einer Scholle an der Eiskante. Die einzelnen Aufeisproben sind zur besseren Identifikation entsprechend ihrer Feldbezeichnung, die auch in dieser Arbeit verwendet wird, beschriftet. Außerdem sind die drei Dünnschnitte, die in Abbildung 5.16 und in (b) dargestellt sind, hervorgehoben. (b) Korngrößenverteilung dreier Dünnschnitte.

größte Einzelkristall mit einem Durchmesser von 18,2 mm gefunden wurde (Abb. 5.16i). Mittlere Korngrößen unterhalb von 1,0 mm waren mit den hier angewandten Methoden nicht mehr quantifizierbar, da einzelne Kristalle nicht mehr zu unterscheiden waren, wie der Dünnschnitt einer Schneeeisprobe in Abbildung 5.16b zeigt.

Diese Beobachtungen lassen zusammen mit denen der allgemeinen Aufeisbildung (Kap. 5.1) darauf schließen, dass sich Aufeis an der Oberseite in wassergesättigtem Schnee bildet. Diese Bildung läuft zumeist episodisch ab, sodass einzelne Kristallschichten mit ähnlichen Korngrößen entehen, die dann in horizontalen Dünnschnitten sehr homogene Korngrößen widerspiegeln (z. B. Abb. 5.16a,g,h). Die nach oben zunehmende Korngröße ist auf eine Abnahme des Temperaturgradienten zurückzuführen, die entsprechend längere Wachstumszeiten hervorruft.

Die unterschiedlichen Korngrößen und die geringere Zunahme der mittleren Korngröße zwischen *SEBIUP03* und *ISPOL* ist höchst wahrscheinlich auf die unterschiedlichen Prozesse bei der Bildung des Aufeises zurückzuführen, da das Wachstum der Aufeisschicht basierend auf Feuchteflüssen wesentlich langsamer abläuft, als unter Schmelzwasserflüssen. So bilden sich die Kristalle über einen längeren Zeitraum und werden dadurch größer. Im weiteren Verlauf trug in der *ISPOL*-Region auch das Einbinden von Eisschichten in das Aufeis (Kap. 5.1) zum Anstieg der mittleren Korngröße bei, da diese Kristalle innerhalb des Schnees gebildet wurden und besonders groß waren.

Abbildung 5.16 zeigt die Vielfalt von Korngrößenverteilungen in Aufeis am Beispiel von horizontalen und vertikalen Dünnschnitten der *ISPOL*-Expedition. Die linken beiden Spalten stellen horizontale Schnitte mit zumeist sehr homogenen Kristallen in unterschiedlicher Größe dar. Derartig homogene Korngrößenverteilungen sind typisch für horizontale Schnitte, da die Kristalle in der gleichen Phase entstehen und sich somit sehr gleichmäßig ausbilden. Im Gegensatz dazu sind die Kristalle in

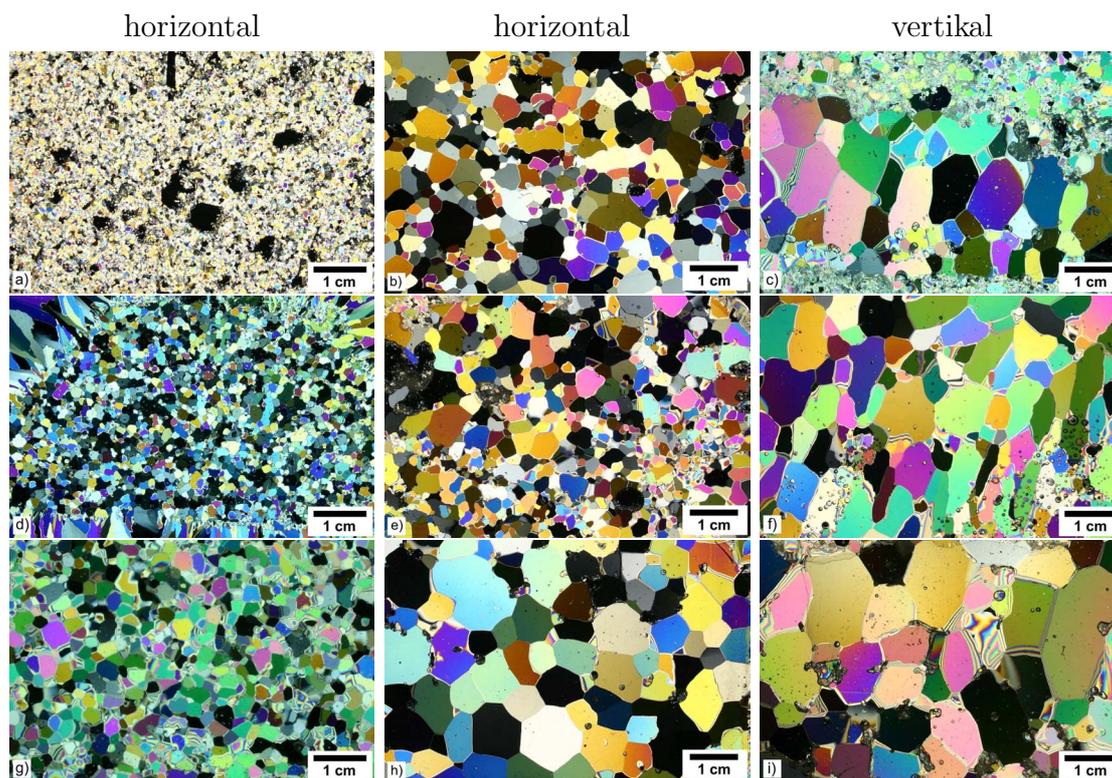


Abbildung 5.16: *ISPOL*: Dünnschnitte von Aufeis (a) Schneeeis, horizontaler Schnitt, Korngröße (d_g) nicht messbar (Nr. 33, 18.12.04) (b) Horizontaler Schnitt, $d_g = 3,2$ mm (Nr. 78, 01.01.05) (c) Vertikaler Schnitt, $d_g = 4,7$ mm (Nr. 15, 09.12.04) (d) Horizontaler Schnitt, $d_g = 1,2$ mm (Nr. 9, 09.12.04) (e) Horizontaler Schnitt, $d_g = 2,6$ mm (Nr. 80, 01.01.05) (f) Vertikaler Schnitt, $d_g = 5,0$ mm (Nr. 53, 28.12.04) (d) Horizontaler Schnitt, $d_g = 2,0$ mm (Nr. 24, 12.12.04) (h) Horizontaler Schnitt, $d_g = 6,7$ mm (Nr. 100, 04.01.05) (i) Vertikaler Schnitt, $d_g = 8,7$ mm (Nr. 96, 04.01.05).

vertikalen Schnitten zumeist stark gerichtet und schichtähnlich angeordnet (rechte Spalte von Abb. 5.16). Es treten häufig gradierte Schichtungen auf (Abb. 5.13), sodass sich einzelne Bildungsphasen unterscheiden lassen. Die abgebildeten vertikalen Dünnschnitte stellen besonders schöne und große Aufeiskristalle dar, wobei darauf hingewiesen wird, dass der vertikale Schnitt in Abbildung 5.16i und der horizontale in Abbildung 5.16h vom gleichen Ort zur gleichen Zeit stammen. Letzterer stellt nochmals hervorragend die polygonale Textur bei einer mittleren Korngröße von 6,7 mm dar.

Wie bereits die Dünnschnitte in Abbildung 5.16 zeigen, sind Aufeiskristalle nicht kreisförmig. Die Quantifizierung dieser Kreisförmigkeit ergibt (Kap. 3.4), dass sich die Werte für horizontale (0,79) und vertikale (0,76) Schnitte kaum unterscheiden, wenngleich vertikale Proben etwas gestrecktere Kristalle aufweisen (Abb. 5.17). Diese Unterschiede liegen jedoch innerhalb der allgemein sehr geringen Variation der einzelnen Proben. Die optische Betrachtung unterschiedlicher Dünnschnitte suggeriert eine wesentlich stärkere vertikale Ausdehnung, jedoch ist dies vermutlich darauf zurückzuführen, dass die Kristalle in dieser Richtung stark gerichtet sind.

Abschließend sei angemerkt, dass der Vergleich mittlerer Korngrößen durchaus stär-

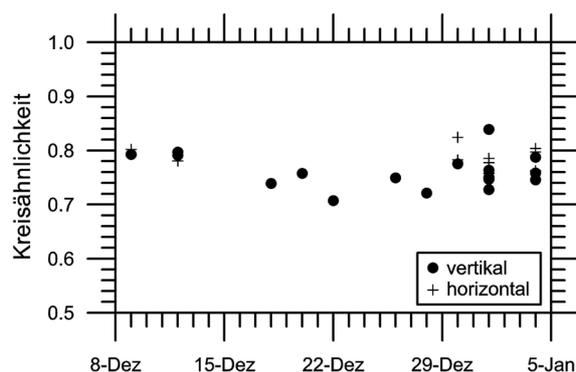


Abbildung 5.17: *ISPOL*: Kreisähnlichkeit von Aufeiskristallen aus vertikalen und horizontalen Dünnschnitten.

ker differenziert durchgeführt werden sollte, indem horizontale und vertikale Dünnschnitte streng getrennt und nach ihrer vertikalen Lage gegliedert analysiert werden. Dies empfiehlt sich aufgrund der angesprochenen Gradierung, war hier jedoch nicht möglich, da dies eine größere Probenmenge erfordert. Dennoch sind diese Ergebnisse für das Verständnis der Aufeisbildung und -eigenschaften sehr hilfreich.

5.3 Vergleich und Diskussion der Aufeisbildung

Entsprechend der unterschiedlichen Oberflächenenergiebilanz und den daraus folgenden Schneeeigenschaften (Kap. 4.5) unterscheiden sich die drei Expeditionen auch in der Bildung von Aufeis und den dabei dominanten Prozessen (Tab. 5.1).

Tabelle 5.1: Aufeisbildung während der drei Expeditionen. Die Dichtemessungen von 2002 und 2003 wurden aufgrund der geringen Gesamtanzahl zusammengefasst. Die maximale Aufeisdicke ($max(z_{sup})$) bezeichnet die mittlere maximale Dicke an einem Tag (Kap. 3.4). k.D.: Es liegen keine Daten vor.

Expedition	<i>SEBISUP02</i>	<i>SEBISUP03</i>	<i>ISPOL</i>
Bildung, Beginn	27.05.	vor 17.05.	ca. 11.12.
Bildung, Ende	Zerfall ab 01.06.	nach 02.06.	k. D.
$max(z_{sup})$	5 bis 6 cm	5 bis 6 cm	2 bis 5 cm
Schneesmelze	vollständig	schwach, unvollständig	nur oberflächlich
Dominante Prozesse	Schmelzen & Versickern	Kompaktion & Setzung	Feuchtetransport & Kompaktion & Setzung
Untergrund	Meereis	Slush	zumeist Slush
Dichte [$kg\ m^{-3}$]	896 ± 11	896 ± 11	893 ± 15
dg [mm]	k. D.	2,3	3,6
Korngrößenwachstum	k. D.	stark, Colbeck (1986)	gering
Typisch für (Kap. 5)	Arktis	Antarktis	Antarktis
Besonderheit	– vollständige Schnee- umwandlung – Aufeis auf Fjord – Zerfall		–Nordscholle: ausgeprägte Aufeisbildung

Prozesse der Aufeisbildung:

Unter den besonders starken atmosphärischen Energieflüssen während *SEBISUP02* schmolz der Schnee innerhalb weniger Tage vollständig und die Aufeisbildung wurde durch Schmelzen und das anschließende Versickern des Schmelzwassers dominiert. Der weitere Energieeintrag führte zum direkten Zerfall des Aufeises, nachdem es eine maximale Dicke von 5 bis 6 cm erreicht hatte.

Unter moderateren Energieeinträgen, wie bei *SEBISUP03* und *ISPOL*, dominieren vor allem Kompaktion des Schnees und Setzung von Eisschichten die Aufeisbildung. Insbesondere die Eisschichten innerhalb des Schnees spielen dabei eine wesentliche Rolle, da sie eine Barriere für Feuchte- und Schmelzwasserflüsse darstellen und das Versickern von Schmelzwasser durch den gesamten Schnee bis zur Meereisoberseite verhindern (Abb. 5.18a). Derartige Eisschichten sind sehr gut in den Dickschnitten von Oberflächenkernen in Abbildungen 5.19a, 5.19e und 5.19f zu erkennen. Diese Eislagen bilden sich, z. B. aufgrund von Warmluftereignissen, und wachsen dann durch

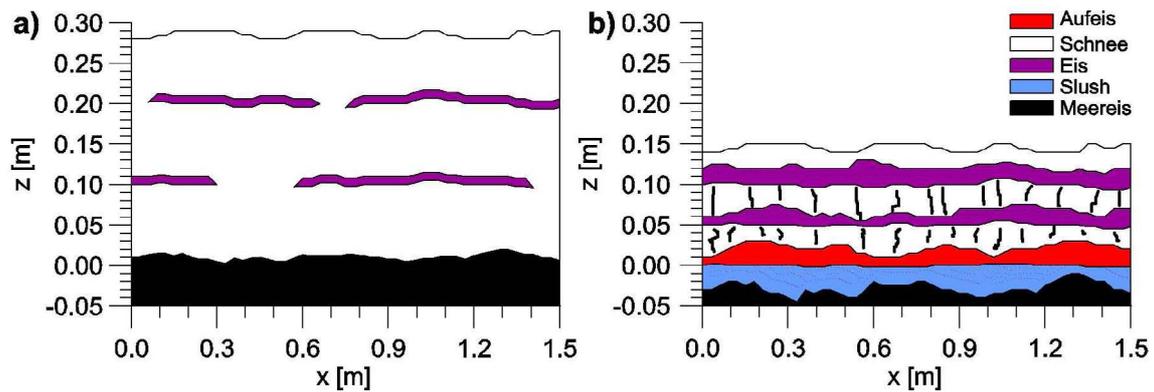


Abbildung 5.18: Schematische Darstellung der Entwicklung von Schnee auf Meereis zwischen Winter und Sommer (a) Winterliche Schneeauflage auf Meereis mit dünnen, nicht durchgängigen Eislagen (b) Schneeauflage während eines späten Schmelz-Stadiums. Der Schnee ist durch dicke, durchgängige Eislagen gegliedert. Die Ausbildung einer Slushschicht ist nicht immer gegeben. $z = 0$ bezeichnet die ursprüngliche Meereisoberseite, $x = 0$ den (beliebig gewählten) Startpunkt des Profils.

Schmelzen und Wiedergefrieren sowie durch lokales Korngrößenwachstum (Colbeck, 1987) zwischen einzelnen Eisschichten sowohl horizontal als auch vertikal. Auf diese Weise bilden sich oftmals ausgedehnte Eislagen innerhalb des Schnees, wie sie in Abbildung 5.18b skizziert sind.

Im weiteren Verlauf überführt die Kompaktion des Schnees die einzelnen Eislinen und -schichten in eine Aufeissschicht und die Zwischenräume der ursprünglichen Eisschichten bilden eine sehr poröse Schicht mit einer Vielzahl von Luftblasen (Abb. 5.2 und Kap. 5.2). Dieser Entwicklungsschritt kann gut anhand von Abbildung 5.19e nachvollzogen werden, da hier die Texturmerkmale der Luftblasen und porösen Schichten bereits deutlich vorgezeichnet sind (vergleiche Abb. 5.7).

Anders als bei den beiden *SEBISUP*-Expeditionen, wurden während *ISPOL* keine Temperaturen am Schmelzpunkt an der Schneeunterseite gemessen. Dennoch kam es zu einer teilweise starken Vereisung des Schnees (Abb. 5.19b) und zur Aufeisbildung, auch wenn letztere nicht sehr ausgeprägt war. Zusätzlich zeigen die Ergebnisse der Tracer-Experimente, dass ein Transport von Wasser oder Wasserdampf stattgefunden haben muss, der den Farbstoff durch den Schnee nach unten beförderte und an der Aufeisoberseite konzentrierte (Abb. 5.9 und 5.9). Die Erklärung für diese Beobachtungen liegt vermutlich im Tagesgang der Feuchte innerhalb des Schnees, deren Ablauf anhand von Feldmessungen (Kap. 4.1) und Modellstudien (Kap. 7.2) gezeigt werden kann. Diese Feuchteschwankungen rufen wiederum Feuchteflüsse hervor, die daraus resultieren, dass der Gehalt von Wasserdampf in den einzelnen Schichten unterschiedlich ist. Voraussetzung hierfür ist ein positiver Temperaturgradient, da der Feuchtefluss nur so nach unten und nicht zur Oberfläche gerichtet ist, wo er die Verdunstung verstärken würde. Entsprechend kann dieser Feuchtefluss unter sommerlichen Bedingungen zu Korngrößenwachstum in tiefer gelegenen Schichten beitragen, das wiederum in Aufeisbildung resultiert.

Besonders bemerkenswert im Zusammenhang mit den *ISPOL*-Messungen ist die Beobachtung, dass nur ca. 100 km weiter nördlich bereits ein Großteil des Schnees in

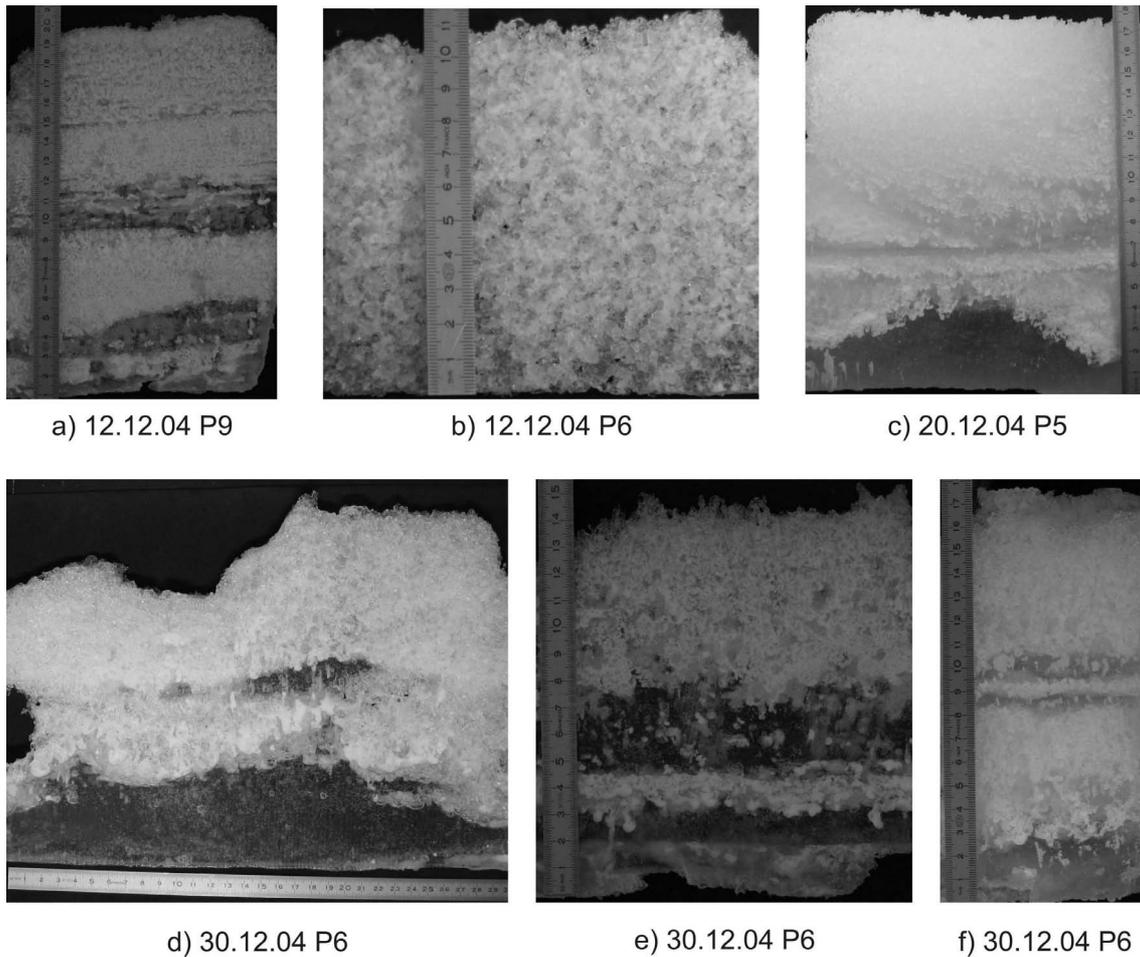


Abbildung 5.19: *ISPOL*: Oberflächenkerne aus Schnee und Eis. Der Salzgehalt beträgt 0,0 mit Ausnahme der Kontaktfläche zum Salzwasser. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte liegen zwischen und -19,2 und -13,8. Eine tomographische Rekonstruktion von (a) wird in Abbildung 5.20 vorgestellt. Alle Maßstäbe sind in cm angegeben.

eine gleichmäßige und konsolidierte Aufeissschicht umgewandelt wurde. Dies lässt darauf schließen, dass die Variabilität der Oberflächenenergiebilanz bereits auf derart kleinen Größenskalen groß genug sein kann, um zu signifikanten Unterschieden innerhalb der Schnee- und Aufeisbildungsprozesse zu führen. Dies kann insbesondere im Südpolarmeer von großer Bedeutung sein, wo das Klimasystem stark meridional gradiert ist, wie auch die Modellstudien in Kapitel 7.4 zeigen.

Im Zusammenhang mit der Aufeisbildung und den Eislaboranalysen bezüglich der Dichte und Korngröße ist bereits offensichtlich geworden, dass der kontinuierliche Übergang von Schnee zu Eis eine wichtige Rolle spielt und sich dadurch die Analysen der Eigenschaften von Aufeis schwierig gestalten. Abbildung 5.20a zeigt einen Oberflächenkern, der kurz vor Ende der *ISPOL*-Drift auf P6 erbohrt wurde und zwei bis drei markante Eislagen beinhaltet, die durch unterschiedlich vereisten Schnee von einander getrennt sind.

Mit Hilfe der XCT-Messungen kann der Übergang von Schnee zu Eis und die unterschiedlichen Porenräume abgebildet werden. Entsprechend zeigen die Abbildungen

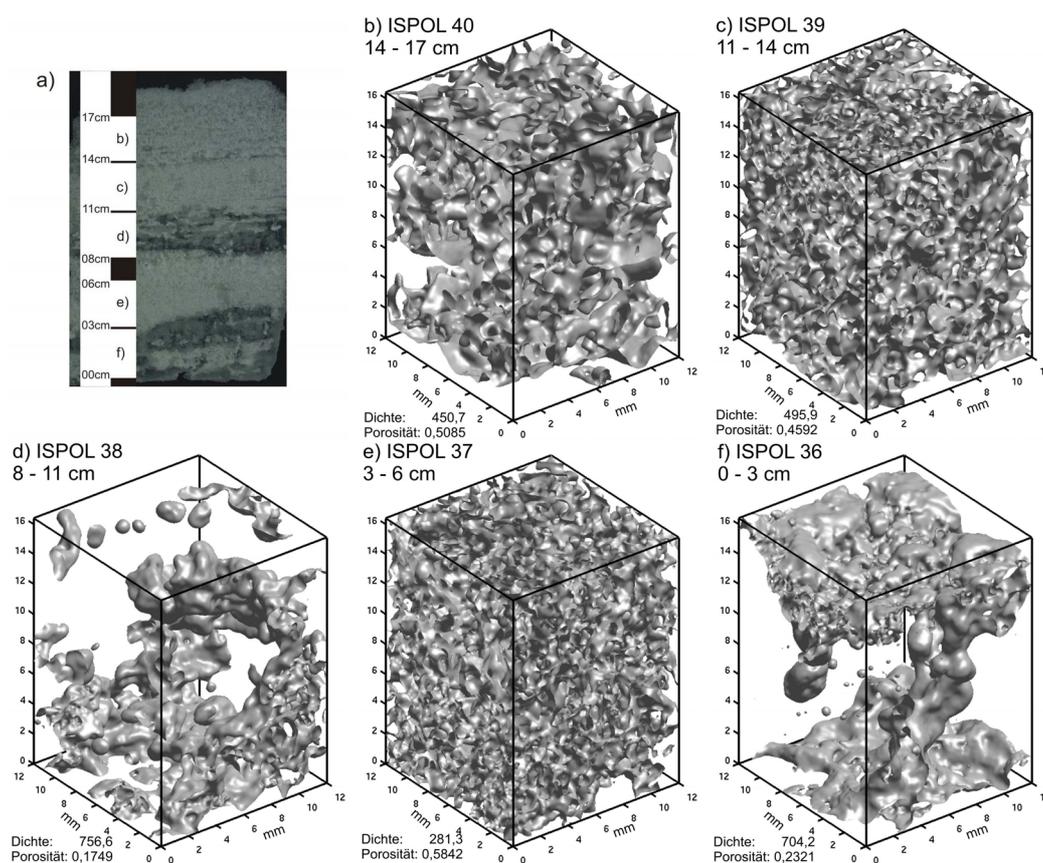


Abbildung 5.20: Tomographische Rekonstruktion von Schnee- und Eisproben eines Oberflächenkerns. Die Tomographie-Abbildungen (b bis f) geben den in (a) dargestellten Oberflächenkern von oben nach unten wieder. (a) Dickschnitt eines Oberflächenkerns aus Schnee- und Eisschichten mit Lagebeschreibung der Tomographie-Abbildungen (P6 am 30.12.2004, Abb. 5.3a). $z = 0$ bezeichnet die Probenunterseite. (b) Schnee bei $z = 14$ bis 17 cm (c) Schnee bei $z = 11$ bis 14 cm (d) Eis bei $z = 8$ bis 11 cm (e) Schnee bei $z = 3$ bis 6 cm (f) Eis bei $z = 0$ bis 3 cm. Die Rekonstruktionen sind in mm skaliert und stellen Eis transparent und Luftblasen grau dar. Der Salzgehalt aller Proben beträgt bis auf die Unterseite von (e) 0,0.

5.20b bis 5.20f ein vertikales Profil von Eis und Hohlräumen, in denen sowohl die hohe Porosität der Schneeschichten als auch die geringere Porosität der Eisschichten zu erkennen sind. Teilweise ist der Porenraum innerhalb der Eisschichten bereits abgeschlossen (z. B. oben in Abb. 5.20d), jedoch bestehen zwischen den einzelnen Eisschichten noch Verbindungen. Besonders gut ist dies durch die vertikale Struktur des Hohlraums in der unteren Hälfte von Abbildung 5.20f zu erkennen.

Aufeisbildung auf der Meereisobseite und auf Slush:

Die Bildung von Aufeis erfolgt je nach anfänglichem Freibord entweder direkt auf dem Meereis (*SEBISUP02*) oder auf der Oberfläche des flüssigen Slush (*SEBISUP03* und größtenteils *ISPOL*). Die Aufeisbildung auf Slush und Salzwasser basiert auf Doppel-Diffusion und ist nur möglich, da die Diffusivität der Temperatur wesentlich größer ist als die von Salz. Andernfalls würde das Gefrieren von Wasser durch eine Erhöhung des Salzgehaltes sofort zu einer Erhöhung des Gefrier- bzw. Schmelzpunktes führen und die Phasenumwandlung verhindern.

Mit Ausnahme der zuvor angesprochenen starken Abkühlung der Atmosphäre wird

die latente Wärme des Wiedergefrierens nach unten in den Slush und letztendlich in das Meereis abgeführt, da sich das Temperaturminimum auch unter sommerlichen Bedingungen innerhalb des Meereises befindet. Damit trägt die Aufeisbildung zu einer Erwärmung des Meereises und zu einer Erhöhung der Porosität bei, auch wenn dieser Beitrag verglichen mit dem Energieeintrag aus der Atmosphäre nur gering ist. Durch den Gesamtenergieeintrag steigt die Porosität des Meereises stark an und es kommt oftmals zum vollständigen Schmelzen der obersten Zentimeter des Meereises und dadurch zur Ausbildung einer Schichtlücke (engl.: *gap layer*).

Da sich hierdurch das Aufeis zumeist auf einer flüssigen Oberfläche befindet, ist die Eisunterseite nahezu perfekt eben (Abb. 5.19c&d, ebenfalls bei Abb. 5.19e, jedoch sind hier Stücke herausgebrochen). Die Oberseite von Aufeis ist dagegen uneben und lässt oftmals keine eindeutige Unterscheidung von Schnee und Eis zu. Hier sind die Übergänge von Schnee zu Eis kontinuierlich. Die Abbildungen 5.19c und 5.19d verdeutlichen nochmals, dass die Dicke des Aufeises, vor allem im Feld, oftmals schwierig zu bestimmen und sehr variabel ist.

Aus den Porenraumuntersuchungen, den Tracerversuchen und den daraus abgeleiteten geringen Porositäten kann geschlossen werden, dass Aufeis eine sehr geringe Permeabilität aufweist, auch wenn dazu keine quantitativen Messungen vorliegen. Damit stellt Aufeis eine wesentliche Barriere für unterschiedlichste Austauschprozesse zwischen Ozean bzw. Meereis und Atmosphäre dar. Von besonderem Interesse ist hierbei der Austausch von Nährstoffen, Sauerstoff, Kohlenstoff (insbesondere Kohlendioxid, CO_2), Dimethyl Sulfid (DMS) und verschiedenen Gasen, da sie vielfältige biologische und chemische Prozesse beeinflussen.

Messungen des Partialdrucks von Kohlendioxid (pCO_2) während *ISPOL* unterstützen diese Annahme und zeigen, dass die Bildung einer (konsolidierten) Aufeisschicht den pCO_2 -Fluss in den Ozean vollständig unterbindet (J.-L. Tison, pers. Mitteilung). Dies bedeutet, dass der Ozean bei einer großflächigen Ausdehnung der Eisdecke nicht mehr als Kohlenstoffsene fungieren kann.

Optische- und Oberflächeneigenschaften von Aufeis

Die Transformation von Schnee in das sehr transparente Aufeis (Abb. 5.2) führt dazu, dass die Transmissivität von Licht wesentlich zunimmt und so den Strahlungshaushalt des Meereises und der obersten Meter der Wassersäule nachhaltig verändert. Dies ist in erster Linie für die biologische Entwicklung von grundlegender Bedeutung, da die Strahlung sowohl als Energiequelle dient als auch für die Photosynthese notwendig ist.

Darüber hinaus beeinflusst die Bildung von Aufeis die Oberflächenenergiebilanz, indem sie die Albedo verändert. Besonders offensichtlich sind die Auswirkungen, wenn das Aufeis direkt auf der Meeresoberfläche schwimmt (Abb. 5.5b) oder beim Zerfall eine schneeähnliche Oberfläche erzeugt (Abb. 4.9b).

Wie bereits die Ergebnisse von Haas (2001) zeigen (Abb. 2.6), lassen sich der Schmelzbeginn und die Bildung von Aufeis in der Antarktis eindeutig in Fernerkundungsdaten erkennen, da beide Prozesse stark zeitlich und räumlich korrelieren. So kommt es zu einer Zunahme der Radar-Rückstreuung, die sich aus Volumen- und Oberflächenanteilen zusammensetzt. Erstere sind auf die zunehmende Korngröße und Feuchte des Schnees und letztere auf eine Zunahme der Rauigkeit der Grenzfläche zwischen Meereis und Schnee zurückzuführen. Diese Grenzflächenrauigkeit setzt

sich wiederum aus der eher großskaligen (im Bereich einiger Zenitmeter bis Dezimeter) Oberflächentopographie und der kleinskaligeren (im Sub-Zentimeterbereich) internen Blasenstruktur des Aufeises zusammen, welche beide ausführlich dargestellt wurden.

Die optischen Eigenschaften von Aufeis werden auch verwendet um Massenbilanzstudien an Gletschern durchzuführen, da hierdurch die sogenannte Aufeiszone gut zu erkennen ist (Wadham *et al.*, 2006).

Aufeisbildung in der Ostsee:

Zeitgleich zu dieser Arbeit wurde die Bildung von Aufeis auf Meereis der Ostsee beschrieben (z. B. Granskog *et al.*, 2006). Im Unterschied zu den hier gemessenen und vorgestellten Szenarien, bei denen die latente Wärme des Wiedergefrierens nach unten abgeleitet wird, basiert die Bildung von Aufeis in der Ostsee in erster Linie auf einer Energieabgabe an die Atmosphäre. Dies liegt einerseits am niedrigeren Salzgehalt und der daraus resultierenden geringeren Wärmekapazität des Meereises als in den Polarregionen. Entsprechend erwärmt sich das Meereis schneller und zeichnet sich nicht durch die tiefen Temperaturen aus, wie es für die hier untersuchten Meereistypen der Fall ist. Andererseits sind die Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht in geringeren (nördlichen) Breiten stärker ausgeprägt und es kann bei einer Abkühlung der Atmosphäre bei Nacht auch zu einer starken Energieabgabe an die Atmosphäre kommen, da der Temperaturgradient dann (kurzfristig) negativ ist. Folglich besteht die Aufeisbildung in der Ostsee aus einem stark periodischen Verlauf mit Schmelzprozessen am Tag und Wiedergefrieren in der Nacht.

5.4 Zusammenfassung

Auch wenn Aufeis auf Meereis bereits bei verschiedenen Feldmessungen beobachtet und qualitativ beschrieben wurde (Kap. 2.3), gibt es bislang keine systematischen Untersuchungen seiner Bildung und Eigenschaften. Dieses Kapitel stellt daher die erste umfangreiche und systematische Beschreibung der Bildungsprozesse von Aufeis dar und stellt diese in Zusammenhang mit unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen. Erstmals wurden detaillierte Analysen der Dichte, Textur und Struktur von Aufeis anhand von Eislaboranalysen durchgeführt.

Aufeis wird als Süßwassereis definiert, das sich aus Schnee auf der Meereisoberseite oder auf Slush bildet und einen abgeschlossenen Porenraum aufweist. Eisschichten, die sich innerhalb des Schnees bilden, gehören ebenfalls zum Aufeis, wenn sie mit dem darunter befindlichen Aufeis verbunden sind. Letzteres geschieht zumeist durch Kompaktion des Schnees.

Aufeis bildet sich immer, wenn Süßwasser auf die Meereis- oder Slushoberfläche sickert, da diese Grenzflächen kälter sind als der Gefrierpunkt von Süßwasser ($0,0\text{ °C}$). Die dominanten Prozesse der Aufeisbildung, die Dicke und die Lebensdauer des Aufeises werden durch die Oberflächenenergiebilanz bestimmt und unterscheiden sich für die einzelnen Expeditionen:

- *SEBISUP 2002*: Ein sehr hoher mittlerer Energieeintrag von 37 W m^{-2} führte zu starker Schneeschmelze, Versickern und Wiedergefrieren von Schmelzwasser. Hierdurch wurden innerhalb von nur 5 Tagen 23 cm Schnee in 5 bis 6 cm Aufeis umgewandelt. Im Anschluss konnte der Zerfall des Aufeises in grobkörnige Kristalle beobachtet werden. An einigen Stellen im Fjord überdauerte das Aufeis das Meereis und schwamm direkt auf dem Fjord.
- *SEBISUP 2003*: Unter einer nahezu ausgeglichenen Energiebilanz dominierten Kompaktion und Setzung die Bildung einer 4 bis 5 cm dicken Aufeisschicht, welche sich vergleichsweise homogen auf Slush ausbildete und über mehrere Wochen bestand.
- *ISPOL 2004/05*: Durch einen moderaten Energieeintrag von $7,9\text{ W m}^{-2}$ erreichte der Schnee nur oberflächennah den Schmelzpunkt. Dennoch bildete sich durch Feuchteschwankungen eine 2 bis 5 cm dicke Aufeisschicht, deren Dicke lokal stark variierte. Dagegen wurde 100 km nördlich der *ISPOL*-Scholle eine stark ausgeprägte Aufeisbildung beobachtet, die mit einem starken Zerfall des Meereises und einer dicken Slushschicht einherging.

Die Analyse von Dünnschnitten und Röntgen-Tomographie Messungen liefert sehr gute Ergebnisse, die zum Verständnis der Aufeisbildung beitragen:

- Die Zunahme der Aufeisdicke resultiert aus Kristallwachstum in wassergesättigtem Schnee auf dem Aufeis. Hierdurch bildeten sich, je nach Temperaturgradient, polygonale Kristalle mit Durchmessern von < 1 bis $> 18\text{ mm}$ aus. Das Wachstum fand zumeist episodisch statt und bildete Schichten mit gerichteten Kristallen, die besonders gut in vertikalen Dünnschnitten zu erkennen sind.
- Struktur und Gesamtvolumen der eingeschlossenen Luftblasen waren sehr verschieden und die mittlere Dichte konsolidierten Aufeises betrug $894\pm 21\text{ kg m}^{-3}$.

6 Numerische Modellierung von Schnee auf Meereis

Mit den bisher beschriebenen Feldmessungen können die beobachteten Veränderungen von Schneeeigenschaften zum Großteil erklärt werden, jedoch erlaubt die Verknüpfung mit einem numerischen Schneemodell tiefer reichende und verallgemeinernde Aussagen, welche nicht oder nur unter extremem Aufwand experimentell erzielt werden könnten. Dieses Kapitel umfasst eine allgemeine Beschreibung des verwendeten Modells SNTHERM sowie Sensitivitätsstudien. Anwendungen des Modells auf Regionen und Zeiträume, in denen keine Feldmessungen stattgefunden haben, werden im nächsten Kapitel durchgeführt.

6.1 Das Schneemodell SNTHERM

Wie schon in Kapitel 2.4 eingeführt, ist SNTHERM ein eindimensionales Energie- und Massenbilanz-Modell, das Ende der 1980er Jahre am CRREL entwickelt wurde (Jordan, 1991). Basierend auf erfolgreichen Anwendungen auf gefrorenem Boden wurde SNTHERM inzwischen auf unterschiedliche saisonale Schneebedeckungen angewandt und dabei immer wieder erweitert und modifiziert. Nachfolgend sind wesentliche Anwendungen des Modells zusammengefasst:

- Entwicklung des Modells und Validierung auf gefrorenem Boden (Jordan, 1991)
- Studien zur Schneeschmelze auf dem Grönländischen Inlandeis (Rowe *et al.*, 1995)
- Untersuchungen der Schneeeigenschaften auf Meereis während der Expedition North Pole 4 (Jordan *et al.*, 1999)
- Untersuchungen der Schnee- und atmosphärischen Eigenschaften über Meereis während Ice Station Weddell (Andreas *et al.*, 2004)
- Modellvergleichsstudie (SNOWMIP; <http://www.cnrm.meteo.fr/snowmip/>; Etchevers *et al.*, 2004)

Die Schwerpunkte der zitierten Arbeiten liegen vor allem auf Analysen von Temperatur und Dicke des Schnees und auf Wechselwirkungen mit der atmosphärischen Grenzschicht. Während vorhergehende Studien zumeist unter winterlichen Bedingungen statt gefunden haben, werden in dieser Arbeit vor allem sommerliche Prozesse betrachtet. Allen folgenden Beschreibungen liegt das Modell SNTHERM.89 (Version 4) zugrunde, wie es auf der Modell-Homepage¹ frei zur Verfügung gestellt

¹<http://snobear.colorado.edu/Markw/SnowHydro/Modeling/sntherm.html>

wird. Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Modifikationen, vor allem in Bezug auf die Anwendung auf Meereis und die Parametrisierung der Oberflächenalbedo, werden im Anschluss an eine kurze allgemeine Modellbeschreibung erläutert. Für umfassendere und formale Beschreibungen des Modells sei auf Arbeiten von Jordan (1991), Rowe *et al.* (1995) und Andreas *et al.* (2004) verwiesen.

6.1.1 Struktur und Initialisierung des Modells

Das Modellgitter

Das Modell besteht aus n parallelen horizontalen Schichten mit einer flexiblen Dicke Δz (Abb. 6.1). Die Anzahl und Dicke der einzelnen Schichten sind zeitabhängig. Die (vertikale) Koordinate z und der Schichtindex j werden von unten nach oben positiv gezählt, um die Akkumulation und Ablation des Schnees in stratigraphischen Einheiten beschreiben zu können, ohne die Schichten zwischenzeitlich neu nummerieren zu müssen. Im Modell beschreibt $z = 0$ die unterste Schichtgrenze, in der Ergebnisdarstellung wird $z = 0$ jedoch in Analogie zu den Feldmessungen an die Schnee–Eis–Grenze verschoben, wodurch die Meereisschichten negative Vorzeichen erhalten.

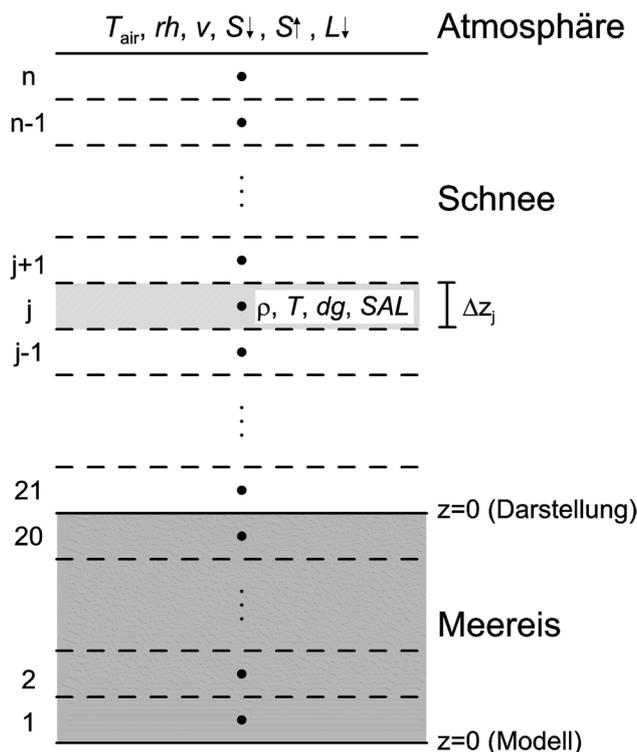


Abbildung 6.1: Das Modellgitter besteht aus parallelen Schichten, wobei alle Variablen (z. B. Dichte (ρ), Temperatur (T), Korngröße (dg), Salzgehalt (SAL)) jeweils für das gesamte Volumen (beispielhaft schraffiert für Element j) gelten. Die Schichtgrenzen sind durch Linien, die Mittelpunkte durch Punkte dargestellt. Die (vertikale) Koordinate z und der Schichtindex j werden von unten nach oben gerechnet. $z = 0$ beschreibt im Modell die unterste Schichtgrenze wird aber in der Ergebnisdarstellung an die Oberseite des Meereises verschoben, das in dieser Arbeit immer aus 20 Schichten besteht. Diese Abbildung beinhaltet bereits die Anpassung für Meereisanwendungen, während das Originalmodell auf Bodenschichten aufbaut.

Alle Parameter sind in einer Schicht definiert, die einem Kontrollvolumen gleicht (schraffierter Bereich in Abb. 6.1), sodass die Diskretisierung der Methode der Finiten Differenzen ähnelt. Sie unterscheidet sich jedoch darin, dass die Erhaltungsgrößen innerhalb des gesamten (Kontroll-) Volumens V nach Patankar (1980) bilanziert werden, während bei Finiten Differenzen die Bilanzierung am Mittelpunkt der Gitterkoordinate erfolgt. Eine umfassende Beschreibung der numerischen Umsetzung ist in Jordan (1991) gegeben.

Zeitliche Diskretisierung

Die zeitliche Diskretisierung erfolgt nach einem impliziten (*upwind*) Crank–Nicolson–Schema, wobei sich alle Variablen innerhalb eines Zeitschritts (Δt) linear verhalten. Ausgehend von der Erfüllung eines Temperatur–Konvergenzkriteriums wird die aktuelle Iteration überprüft und der nächste Zeitschritt festgesetzt. Dieser beträgt mindestens 5 s und maximal 300 s (Nr. 19 in Abb. 6.2).

Antriebsdaten und Initialisierung

Wie in Abbildung 6.1 angedeutet, wird das Modell durch die Vorgabe verschiedener meteorologischer Parameter an der Oberfläche angetrieben. Die Antriebsdaten bestehen aus der kurzwellige Strahlungsbilanz Q_S (als $S\downarrow - S\uparrow$ oder $S\downarrow \cdot (1 - \alpha)$) und der Gegenstrahlung $L\downarrow$ sowie aus T_{air} , rh und v , welche zur Berechnung von q_s und q_t verwendet werden (Abb. 6.1). Sie stammen, je nach Fragestellung, aus Feldmessungen (Kap. 7.2), Langzeitbeobachtungen (Kap. 7.3 und 7.4) oder werden synthetisch erstellt (Kap. 6.4). Ihre zeitliche Auflösung, die typischerweise zwischen 5 Minuten und 6 Stunden liegt, bestimmt lediglich den Grad an Variabilität, der im Modell wiedergegeben werden kann.

In den hier vorgestellten Modellläufen werden zumeist 20 Meereisschichten und 20 bis 60 Schneeschichten verwendet. Jede Schicht wird mit T , dz , ρ_i , dg und SAL initialisiert, sodass alle Schneeeigenschaften errechnet werden können. Alle anderen Konstanten und Parameter wurden gegenüber der Originalversion nicht verändert (Jordan, 1991). Die jeweils verwendeten Antriebsdaten und Initialisierungen werden im Zusammenhang mit den daraus resultierenden Ergebnissen vorgestellt und diskutiert.

6.1.2 Energie–, Massen– und Impulsbilanz

Das Modell basiert auf drei Bilanzgleichungen, je eine für Energie, Masse und Impuls. Sie werden durch die wesentlichen Statusvariablen Dichte ρ , Enthalpie H (entsprechend T) und die Geschwindigkeit des Feuchtetransports u repräsentiert. Zusätzlich wirkt sich die Korngröße dg vor allem auf die Dichte des Schnees sowie auf die Oberflächenalbedo (s. u.) aus. In allen Bilanzgleichungen werden flüssiges Wasser, Wasserdampf, trockene Luft und gefrorenes Wasser explizit unterschieden. Hierdurch ist das Modell in der Lage ist, den jeweiligen Transport durch die Schneeeauflage separat zu beschreiben, was vor allem unter sommerlichen Bedingungen von großer Bedeutung ist, wenn häufige Phasenumwandlungen zu erwarten sind.

In jedem Zeitschritt werden zunächst die Massen– und Impulsbilanz berechnet (Nr. 6–12 in Abb. 6.2). Hierbei verändert sich zunächst die Dichte durch Metamorphose und Auflast (Nr. 6) sowie durch die Absorption von Strahlungsenergie an und

unterhalb der Oberfläche (Nr. 7). Während sich diese beiden Prozesse nur auf die Dichte, nicht aber auf die Gesamtmasse der einzelnen Schichten beziehen, führen anschließend Massentransporte und Austauschprozesse an der Oberfläche zu Massenänderungen (Nr. 8–10). Bevor alle Massen und Dichten aktualisiert werden (Nr. 12), wird die Korngröße in Abhängigkeit von ρ und T berechnet (Nr. 11).

Es sei angemerkt, dass sich die Transportgeschwindigkeiten von Wasser und Wasserdampf innerhalb der Impulsbilanz jeweils aus Werten auf den Schichtgrenzen berechnet, wobei (entsprechend der Definition von z) positive Flüsse nach oben verlaufen. Dies führt dazu, dass Schmelzwasserflüsse stets negativ sind, da sie ausschließlich der Gravitationskraft folgend nach unten versickern.

Die Energiebilanz (Nr. 13–17) entspricht einer Wärmebilanz, da andere Energieanteile (z. B. kinetische, chemische, viskose) von geringerer Bedeutung sind und hier nicht berücksichtigt werden. Die Wärmemenge innerhalb einer Schicht wird über die Enthalpie H relativ zu einer Referenztemperatur von 0 °C für alle drei Phasen (i: gefroren, l: flüssig, v: gasförmig) angegeben:

$$H_k = \int_{273,15}^T c_k(T) dT + L_k \quad \text{mit } k = i, l, v. \quad (6.1)$$

Die Änderung, der in einer Schicht gespeicherten Energie, setzt sich aus Massenfluss M_l , Diffusion von Wasserdampf, Wärmeleitung und Strahlungstransfer bzw. -absorption zusammen. Die resultierende Änderung führt zu Phasenübergängen, insbesondere Schmelzen von Schnee und Gefrieren von Flüssigwasseranteilen.

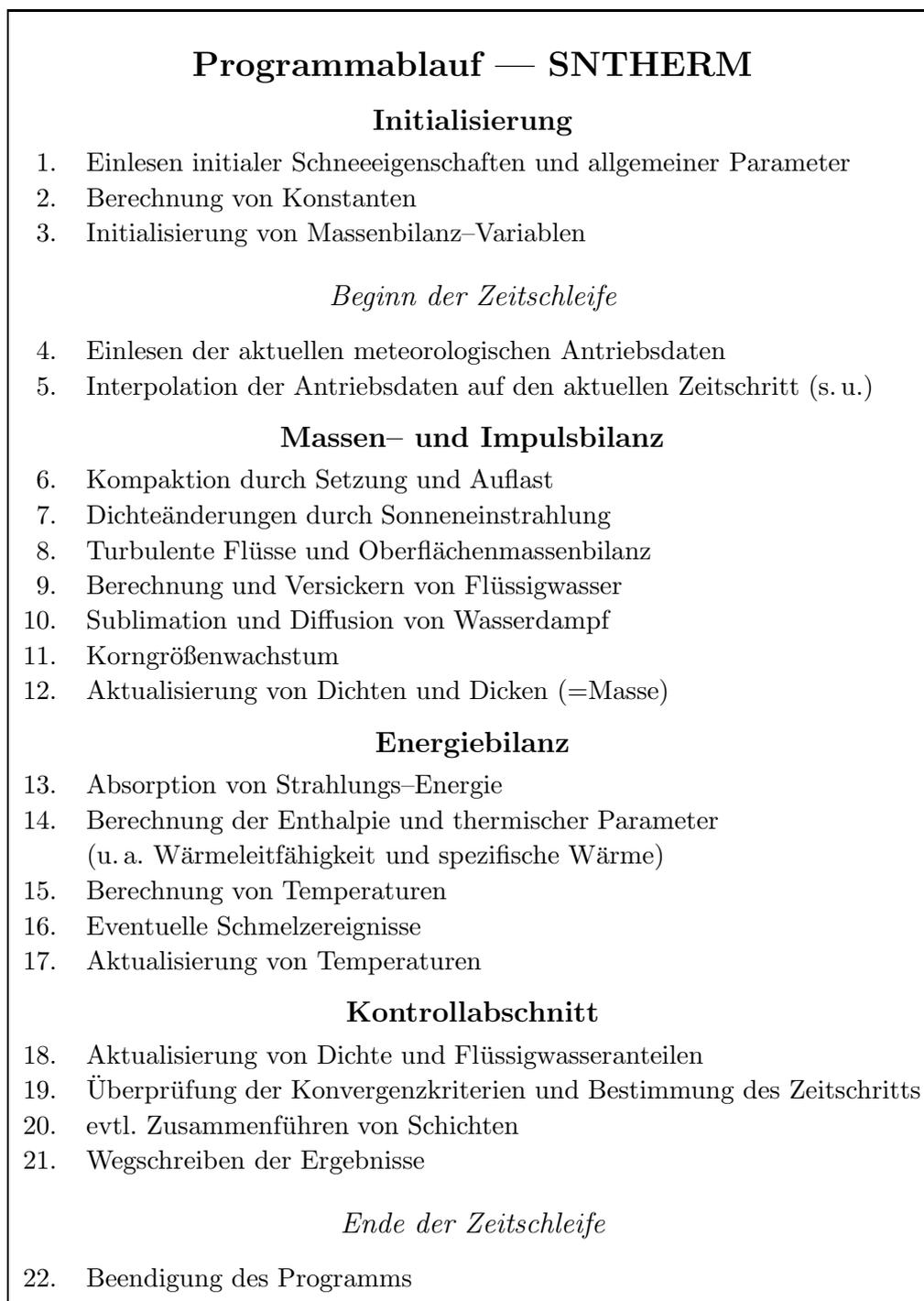


Abbildung 6.2: Schematisierter Ablauf von SNTHERM. Die nummerierten Sektionen fassen einzelne Teilprogramme inhaltlich zusammen, wobei nur solche Programmteile aufgeführt sind, die für die vorgestellten Simulationen von Bedeutung sind.

6.2 Anpassungen von SNTHERM zur Anwendung auf Meereis

SNTHERM ist in erster Linie für Schnee auf Böden entwickelt worden, wird im Rahmen dieser Arbeit jedoch auf Meereis angewandt. Da sich insbesondere die thermischen Eigenschaften von Meereis und gefrorenen Bodenschichten stark unterscheiden, wurden Meereisschichten als Untergrund eingeführt. Außerdem wird in diesem Kapitel die Berechnung des Aufeises definiert. Die Parametrisierung der Oberflächenalbedo wird erweitert, um den Energieeintrag in das Modell besser beschreiben zu können.

6.2.1 Meereis und Aufeis in SNTHERM

Neben den Unterschieden zwischen Boden- und Eisschichten sind insbesondere Wärmeleitfähigkeit und -kapazität von Meereis und Süßwassereis verschieden. Dies ist in erster Linie auch für die Temperatur an der Schnee-Eis-Grenzschicht von Bedeutung, da sie einen starken Einfluss auf Schneeprozesse und die Aufeisbildung haben. Um die thermischen Eigenschaften möglichst gut wiederzugeben, werden die ursprünglichen Bodenschichten in SNTHERM durch Meereisschichten ersetzt. Insgesamt werden 20 Schichten (unten: 10×5 cm; oben: 10×1 cm) mit einer weitgehend konstanten Gesamtdicke von 0,6 m verwendet (Abb. 6.1). Der Salzgehalt des Meereises sowie die Grenzflächentemperatur an der Meereisunterseite werden bei 4,0 bzw. $-1,8$ °C konstant gehalten (Abb. 6.3) und repräsentieren typisch spät-winterliche Bedingungen. Die Diskretisierung und Gesamtdicke des Meereises wirkt sich nur geringfügig auf die Ergebnisse aus, wie die Sensitivitätsstudien in Kapitel 6.4 zeigen. Die Temperaturprofile innerhalb des Meereises werden im Zusammenhang mit den einzelnen Anwendungen besprochen, verlaufen jedoch einheitlich durch ein internes Minimum zwischen basalem Schmelzpunkt und der initialen Temperatur an der Schneeunterseite.

Die Prozesse innerhalb des Schnees und an der Grenzfläche zum Meereis stehen hier im Vordergrund und hängen vor allem von atmosphärischen Bedingungen ab (Kap. 3.2). Deshalb liegt die wichtigste Funktion des Meereises in der Bestimmung der Temperatur an der Schnee-Eis-Grenzfläche. Darüber hinaus ist basales Schmelzen in SNTHERM nicht vorgesehen, sodass der ozeanische Wärmestrom in das Meereis nicht berücksichtigt wird. Ebenso werden Überflutung und Schneeeisbildung an der Eisoberseite nicht betrachtet, da das Modell keine Sättigung des Schnees erlaubt. Diese Prozesse spielen jedoch bei den durchgeführten Modellstudien nur eine untergeordnete Rolle. Alle Studien basieren auf der Annahme, dass das Meereis die Schmelzperiode des Schnees überdauert.

Der Übergang von Schnee zu Eis findet im Modell ohne eine diskrete Klassifikation statt, sondern wurde hier kontinuierlich über den Schwellwert $\rho_s > 850$ kg m⁻³ definiert. Somit kann sich durch Kompaktion des Schnees und Wiedergefrieren von Schmelzwasser eine Eisschicht der Dicke z_i auf dem Meereis ausbilden, welche als Aufeis bezeichnet wird. Da es jedoch aufgrund von Modelleigenschaften nicht möglich ist, impermeable Schichten zu generieren und damit Wasser aufzustauen, gibt es bei starken Schmelzereignissen einen Schmelzwasserfluss (M) durch die Schnee/Eis

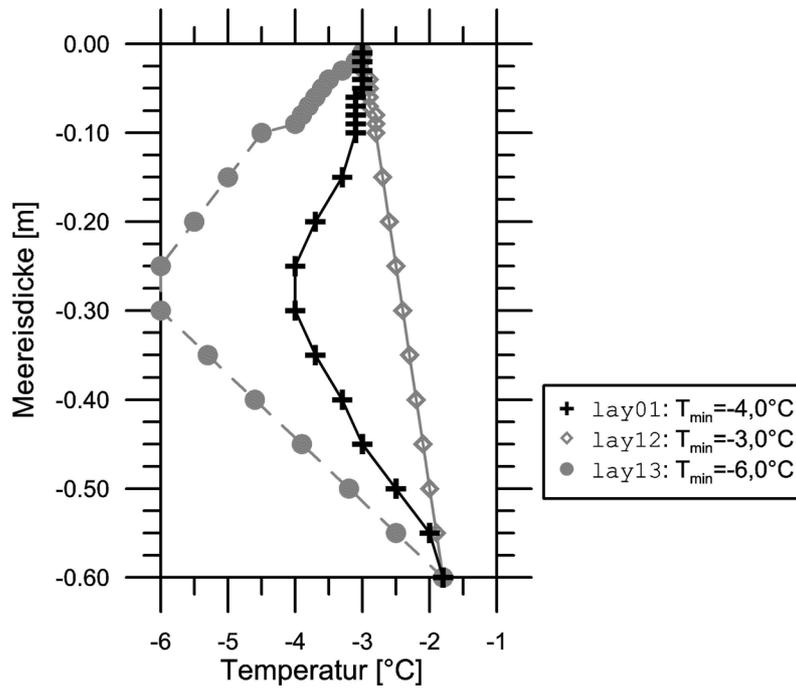


Abbildung 6.3: Vertikale Profile der initialen Meereistemperatur. Für alle Anwendungen wird das Standardprofil (lay01) verwendet. Zusätzlich sind zwei Profile (lay12 und lay13) dargestellt, die in den Sensitivitätsstudien verwendet werden und abweichende minimale Temperaturen (T_{min}) haben. $z = 0$ gibt die Meereisoberseite an.

Grenzfläche. Dieser Massenverlust trägt unter realen Bedingungen auch zur Aufeisbildung bei, sodass die Aufeisdicke z_{sup} als diagnostische Variable wie folgt berechnet wird:

$$z_{sup}(t) = z_i + \frac{1}{\rho_{ice}} \int_{t=0}^t M dt. \quad (6.2)$$

6.2.2 Parametrisierung der Albedo

Die kurzwellige Strahlungsbilanz Q_S ist eine wesentliche Antriebsgröße von SN-THERM, welche in der Regel aus der Differenz von (gemessenen) $S \downarrow$ und $S \uparrow$ berechnet wird. In einigen Fällen, wie auch bei den in Kapitel 7.4 verwendeten European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF, Reading, UK) Re-Analysedaten, liegen jedoch entweder keine, nur stark genäherte oder abgeleitete Werte für $S \uparrow$ vor, sodass Q_S (im Modell) aus der kurzwelligen Einstrahlung $S \downarrow$ und der Albedo α errechnet werden muss:

$$Q_S = S \downarrow - S \uparrow = S \downarrow - S \downarrow \cdot (1 - \alpha) = \alpha \cdot S \downarrow \quad (6.3)$$

SN-THERM sieht ursprünglich eine einfache Parametrisierung der Albedo als Funktion der Korngröße der obersten Schneesicht vor (Gl. 2.12). Um jedoch für die nachfolgenden regionalen Studien eine möglichst gute Oberflächen-Strahlungsbilanz zu erhalten, wurde ein Vergleich unterschiedlicher Parametrisierungen mit Feldmessungen durchgeführt, auf dessen Grundlage der im Weiteren verwendende Algorithmus ausgewählt wurde.

Als Antriebsdaten für diese Vergleichsstudien wurden die Messungen über dem

Tabelle 6.1: Unterschiedliche Albedo-Parametrisierungen zur Verwendung in SNTHERM.

Name	Albedo (α)	Kommentar
Messungen		
STANDARD	$S\uparrow / S\downarrow$ (AWS)	s. Kap. 3.2
KOLDEWEY	$S\uparrow / S\downarrow$ (Koldewey-Station)	s. Kap. 3.5
Parametrisierungen		
KONST	konst. = 0,68	Mittelwert von AWS
SNTHERM	$1 - \sqrt{0,5 dg_{surf}}$ (Gl. 2.12)	SNTHERM.ver4 Jordan (1991)
CROCUS	$0,606(1 - 1,58 * \sqrt{dg})$ $+0,301(1 - 15,4 * \sqrt{dg})$ $+0,093(346,3 * dg - 32,31 * \sqrt{dg} + 0,88)$	CROCUS (Brun <i>et al.</i> , 1992)
GABISON	$\alpha_{min} + (\alpha_{max} - \alpha_{min})z_s / z_{max}$ $\alpha_{max} = 0,8; \alpha_{min} = 0,4; z_{max} = 0,23 \text{ m}$	Gabison (1987) mit Werten von <i>SEBISUP02</i>

Schnee während *SEBISUP02* verwendet (Kap. 4.2), wobei die Daten für $S\uparrow$ keine Verwendung fanden, mit Ausnahme des STANDARD-Laufs, der in Kapitel 7.2 ausführlicher diskutiert wird. Ebenfalls auf Albedo-Messungen beruht der Modelllauf KOLDEWEY, der mit den zeitgleich registrierten Daten der Koldewey-Station angetrieben wurde. Dieser Lauf wurde vor allem in Hinblick auf die Modellanwendungen in Kapitel 7.3 in diesen Vergleich einbezogen.

Eine komplexere Parametrisierung als die in SNTHERM verwendet das Schneemodell CROCUS (Brun *et al.*, 1992). Sie beinhaltet eine zusätzliche spektrale Unterteilung in drei Wellenlängenbereiche (CROCUS). Die Parametrisierung von Gabison (1987) berechnet die Albedo aus einer maximalen und einer minimalen Albedo unter Berücksichtigung der Schneedicke (GABISON). Zusätzlich wurde eine Konstante Albedo von 0,68 verwendet, die dem Mittelwert der Messungen von *SEBISUP02* entspricht (KONST). Alle Parametrisierungen sind in Tabelle 6.1 zusammengestellt.

In Abbildung 6.4a ist die simulierte Dickenabnahme des Schnees für Modellläufe mit unterschiedlicher Albedo-Parametrisierung sowie die gemessene Schneedicke gezeigt. Die geringste Abweichung im *root mean square* (RMS) von STANDARD liefert GABISON mit 37,4 mm, gefolgt von CROCUS (43,7 mm), KOLDEWEY (50,7 mm) und SNTHERM mit 80,0 mm. Eine konstante Albedo (KONST) verursacht direkt zu Beginn der Beobachtung eine zu starke Absorption kurzwelliger Einstrahlung und führt damit zu einer verstärkten Abnahme der Dicke (125,7 mm). Bei der sehr geringen Abweichung von GABISON ist jedoch zu beachten, dass die verwendete dickenabhängige Parametrisierung bereits die Kenntnis der minimalen (α_{min}) und maximalen (α_{max}) Albedo enthält. Diese sind für diese Studie bekannt, nicht aber für Untersuchungen in unbekanntem Gebieten. Die Ergebnisse dieser Parametrisierung hängen sehr stark von der Genauigkeit dieser Grenzwerte ab.

In Abbildung 6.4b lässt sich erkennen, dass GABISON die einzige Beschreibung ist, welche den starken Abfall der Albedo wiedergeben kann, auch wenn dieser ca. 2 Tage zu früh erfolgt. Außerdem wird offensichtlich, dass der Einfluss des Untergrundes an der Koldewey-Station, die nicht auf Meereis steht, dafür sorgt, dass hier die ge-

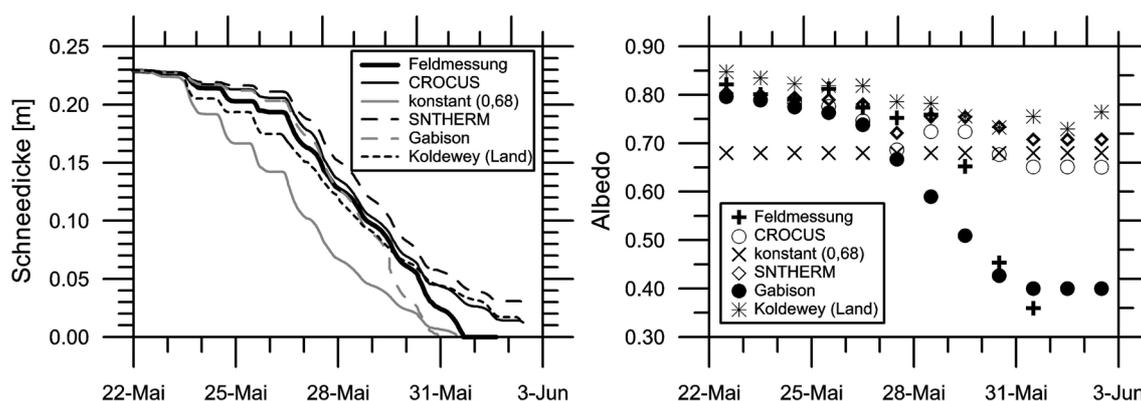


Abbildung 6.4: (a) Modellierte Schneedicken unter Verwendung unterschiedlicher Albedo-Parametrisierungen (Tab. 6.1) während *SEBISUP02*. (b) Entsprechende Tagesmittel der Oberflächenalbedo.

gemessene Albedo deutlich geringer absinkt als es auf Meereis der Fall ist. Bis zum Zeitpunkt des Albedorückgangs am 26.05.2002 gibt die KOLDEWEY-Albedo die wahren Verhältnisse auf dem Meereis am besten wieder. Der insgesamt hohe RMS-Fehler resultiert daher vorwiegend aus den letzten 4 Tagen, in denen sich die Werte der Albedo stark unterscheiden.

Insgesamt liefert die Parametrisierung von Brun *et al.* (1992) die besten Resultate, wenn keine guten Schätzungen von Albedogrenzwerten vorliegen. Daher wird diese Formulierung für die Regionalstudien verwendet, auch wenn eine Erweiterung um einen dickeabhängigen Anteil, z. B. basierend auf dem Konzept von Gabison (1987), anzustreben wäre. Eine derartige Albedobeschreibung konnte jedoch nicht in der Literatur gefunden werden, und für eine eigene Entwicklung sind zusätzliche systematische Laborexperimente oder Feldmessungen notwendig. Eine umfangreichere Diskussion verschiedener Albedo-Parametrisierungen (angewandt auf Festeis in der Ostsee) wurde von Pirazzini *et al.* (2006) durchgeführt.

6.3 Besondere Definitionen und Analysen bei Modellstudien

Die Analyse von Modellergebnissen ermöglicht eine Unterscheidung einzelner Komponenten der Dicken- und Massenbilanz des Schnees, welche bei den Feldmessungen nicht möglich ist. In diesem Zusammenhang ist es jedoch notwendig, eindeutige Begriffsdefinitionen zu geben und im Folgenden konsistent zu verwenden.

- **Kompaktion** (= Verdichtung): Massenerhaltende Dickenabnahme aufgrund von Metamorphose (Kap. 2.2.2).
- **Verdunstung**: Summe aus Evaporation und Sublimation, die den Massenverlust an die Atmosphäre zusammenfasst.
- **Schmelzen**: Flüssiges Wasser, das die Schnee–Eis–Grenze erreicht. Diese Masse trägt zur Bildung von Aufeis bei und resultiert nach dessen Zerfall in einem Süßwasserfluss in den Ozean.
- **Ablation** = Schmelzen + Verdunstung
- **Dickenabnahme** = Kompaktion + Ablation
- **Schmelzbeginn** (t_{onset}): Zeitpunkt, an dem das erste flüssige Wasser die Schnee–Eis–Grenzfläche erreicht. Dieser Zeitpunkt gibt gleichzeitig den Übergang vom *pendular* zum *funicular* Regime an (Colbeck, 1982), wenn flüssiges Wasser aufgrund verstärkten internen Schmelzens Wege durch den Porenraum findet und versickert.
- **Schmelzdauer**: Zeitraum zwischen Schmelzbeginn und dem Ende der Ablation ($z_s = 0$).

Basierend auf diesen Definitionen setzt sich die Dickenabnahme des Schnees aus einer Dichteänderung (Kompaktion), einem Massenverlust an die Atmosphäre (Verdunstung) und einem Massenverlust an den Ozean (Schmelzen) zusammen. Des Weiteren kann für jede Ablationssaison eine relative Verdunstung f_{evap} definiert werden

$$f_{evap} = \frac{m_{evap}(z_s = 0)}{m_{melt}(z_s = 0)}. \quad (6.4)$$

Sie gibt zum Ende der Ablationssaison ($z_s = 0$) das Verhältnis der insgesamt verdunsteten zur insgesamt geschmolzenen Schneemasse an. Bei Werten > 1 ist Verdunstung der dominante Prozess, während bei Werten < 1 mehr Schnee geschmolzen als verdunstet wird.

Da die Definition des Schmelzbegins durchaus einen wesentlichen Einfluss auf die Ergebnisse der Koldewey- und Regionalstudien (Kap. 7.3 und 7.4) und die daraus abgeleiteten Schlussfolgerungen hat, soll die gewählte Definition an dieser Stelle kurz diskutiert werden.

Eine detaillierte Untersuchung einer Vielzahl von Modellläufen zeigt, dass der so definierte Schmelzbeginn den Zeitpunkt angibt, an dem es nicht nur zu temporären Schmelzereignissen, sondern zu signifikantem Schmelzen (= Massenabnahme) des

Schnees kommt. Nach dem Schmelzbeginn treten starke länger anhaltende Schmelzvorgänge und damit verbunden das Versickern von Schmelzwasser auf, das, wenn überhaupt, nur kurzzeitig (z. B. am Temperaturminimum während der Nacht) unterbrochen wird.

Dagegen ist die Definition des Schmelzbeginns im Zusammenhang mit der Simulation der Feldergebnisse (Kap. 7.2), bei denen vor allem die Bildung von Aufeis eine wesentliche Rolle spielt, von geringerem Nutzen. In diesem Fall setzt die Bildung von Aufeis zumeist vor dem Schmelzbeginn ein. Dies ist damit zu erklären, dass die Bildung von Aufeis über das Versickern von Schmelzwasser hinaus auch durch Kompaktion und den Transport von Feuchte beruhen kann (Kap. 5). Außerdem gefriert das Schmelzwasser in den meisten Fällen bevor es die Schnee–Eis–Grenze erreicht und trägt so zur Bildung erster Aufeisschichten bei, triggert jedoch nicht den Schmelzbeginn. Dennoch zeigen die Ergebnisse einen starken zeitlichen Zusammenhang beider Prozesse, sodass auch der hier definierte Schmelzbeginn verwendet werden kann, um das Einsetzen der Aufeisbildung abzuschätzen.

6.4 Sensitivitätsstudien

Bei der Verwendung numerischer Modelle ist es notwendig, den Einfluss unterschiedlicher Anfangsbedingungen (Schneestratigraphien) und Antriebsdaten (meteorologische Parameter) dahingehend zu untersuchen, wie sich deren Veränderungen auf das Ergebnis auswirken. Dies gilt vor allem dann, wenn es sich um ein sehr umfangreiches und komplexes (Schnee-) Modell handelt, bei dem das Zusammenspiel einzelner Komponenten nur schwer abzuschätzen ist. Da bislang jedoch keine Sensitivitätsstudien und Validierungen (mit Ausnahme kurzer Oberflächentemperatur-Zeitreihen, Jordan (1991)) mit SNTHERM veröffentlicht wurden, stellt dieses Kapitel Studien vor, bei denen der atmosphärische Antrieb bzw. die anfänglichen Schneeeigenschaften gezielt verändert wurden, um die Bedeutung der einzelnen Komponenten sichtbar zu machen. Die Ergebnisse werden bei der Wahl von Anfangsbedingungen und der anschließenden Beurteilung der Ergebnisse der folgenden Modell Anwendungen berücksichtigt (Kap. 7).

Im Standardlauf wurde der Schnee mit den Eigenschaften `lay01` (Tab. 6.2) initialisiert und mit der Meteorologie `met01` (Tab. 6.3) angetrieben. Zeitschritt und Analysezeitraum betragen in allen Läufen 10 min bzw. 50 Tage und lagen somit in der gleichen Größenordnung wie bei allen anderen Anwendungen. Größere Zeitschritte sind möglich, denn die meteorologischen Randbedingungen sich entweder konstant oder linear verändern oder wenn sie nur geringfügigen Veränderungen innerhalb dieses Zeitraumes unterliegen. Kürzere Zeitschritte erhöhen im Wesentlichen den numerischen Aufwand (Kap. 6.1.1) ohne die Ergebnisse zu beeinflussen. Da die Wahl der Standardkonfigurationen zwar auf realistischen Annahmen beruht, jedoch im diesem Rahmen auch beliebig ist, sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass alle Analysen und Diskussionen innerhalb der Sensitivitätsstudien nur auf relative Unterschiede einzelner Konfigurationen zutreffen. Das absolute Verhalten der einzelnen Schneeeigenschaften wird nicht verwendet, jedoch wurde die Studie so angelegt, dass der Schnee bei möglichst vielen Konfigurationen den Zeitraum von 50 Tagen überdauert, da nur an noch vorhandenen Schneeaufgaben Unterschiede ersichtlich werden.

Die Ergebnisse werden anhand der Entwicklung der Schneedicke diskutiert und sind in Abbildung 6.5 dargestellt. Die Abnahme der Schneedicke lässt sich beim Standardlauf sowie bei fast allen anderen Konfigurationen in 2 Phasen gliedern. Bis zum Schmelzbeginn nach 12,65 Tagen führen starke Kompaktion und eine konstante Verdunstung von $0,28 \text{ kg d}^{-1}$ zu einer schnell fortschreitenden Abnahme der Schneedicke. Nach dem Schmelzbeginn hält die konstante Verdunstung an und Schmelzraten von bis zu $1,4 \text{ kg d}^{-1}$ führen zu verstärkte Massenabnahme. Die Ausdünnung nimmt aufgrund der hohen Dichten deutlich ab. Detailliertere Vergleiche von Massen- und Dickenabnahmen werden in Abschnitt 6.4.3 ausführlicher behandelt.

6.4.1 Einfluss initialer Schneeeigenschaften

Zu Beginn jeder Simulation ist eine Initialisierung mit Schnee- und Eiseigenschaften notwendig (Kap. 6.1). Die hierfür verwendeten Konfigurationen sind für jedes Experiment in Tabelle 6.2 zusammengefasst, wobei aus Gründen der Übersichtlichkeit jeweils nur solche Eigenschaften aufgeführt sind, die sich vom Standard (`lay01`) unterscheiden. Der meteorologische Antrieb entspricht der Konfiguration `met01`.

Tabelle 6.2: Schneeeigenschaften zu Beginn der einzelnen Sensitivitätsstudien (Initialisierung). Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind jeweils nur solche Eigenschaften explizit aufgeführt, welche sich vom Standard (lay01) unterscheiden. Die verwendeten Temperaturprofile des Meereises sind in Abbildung 6.3 dargestellt und werden hier anhand ihres Temperaturminimums verglichen. Die beiden Dichtewerte bei lay09 bezeichnen eine abwechselnde Schichtung beider Dichten. Fußnote: * Um die Gesamtmasse von 75 kg m^{-2} zu erreichen und dennoch alle Modellanforderungen zu erfüllen, weicht die Schichtdicke der oberen Schicht(en) von lay08 (0,5 cm), lay14 (2,2,1 cm) und lay15 (1 cm) von den darunter liegenden ab.

Name	Eis			Schnee				
	T_{min} [°C]	Salz	n	T [°C]	dz [cm]	ρ [kg m ⁻³]	m [kg m ⁻²]	dg [mm]
lay01	-4	4	25	-3,0	1	300	75,0	0,50
lay02								2,00
lay03				-5,0				
lay04				-1,0				
lay05				-0,1				
lay06						250	62,5	
lay07						350	87,5	
lay08			13		1*	600		
lay09						100/500		
lay10			30			250		
lay11			30				90,0	
lay12	-3							
lay13	-6							
lay14			7		5*			
lay15			13		2*			
lay16		0						
lay17		2						
lay18		8						

Abbildung 6.5a zeigt, dass sich selbst größere Veränderungen initialer Schnee- und Meereistemperaturen nur sehr geringfügig auf die Entwicklung der Schneedicke (und entsprechend auch auf andere Eigenschaften) auswirken. Dies ist vor allem damit zu erklären, dass das Temperaturregime innerhalb weniger Zeitschritte vom (immer gleichen) atmosphärischen Energiefluss bestimmt wird und anschließend kaum variiert. Diese Unabhängigkeit ist für folgende Anwendungen von besonderem Vorteil, da somit vor allem der ausgeprägte Tagesgang der Schneetemperaturen bei der Initialisierung nicht beachtet werden muss.

Anders als die Temperatur spielen die Dichte und die Gesamtmasse des Schnees eine wesentliche Rolle für dessen Eigenschaften und Massenbilanz (Abb. 6.5b). Geringe Dichten (lay06) führen vor allem zu Beginn zu hohen Kompaktionsraten und damit zu einer schnellen Dickenabnahme. Dagegen reduzieren höhere Dichten (bei gleicher Anfangsdicke, also größere Massen) die Ausdünnung (lay07 und lay08). Aufgrund eines insgesamt moderaten Energieeintrags (s. u.) überdauern bei allen Konfigurationen mindestens 3 cm Schnee den 50-tägigen Analysezeitraum. Dies gilt insbesondere auch für Modelllauf lay06, welcher mit $62,5 \text{ kg m}^{-2}$ die geringste Schneemasse aufweist und erwartungsgemäß am schnellsten schmilzt und/oder verdunstet.

Korngrößen und die Diskretisierung der Schneeaufgabe sind ähnlich der Temperatur von geringer Bedeutung (Abb. 6.5c). Jedoch sei darauf hingewiesen, dass die Korngröße der obersten Schicht ein stärkeres Gewicht erhalte, wenn eine korngro-

benabhängige Albedo-Parametrisierung eingesetzt würde.

Abbildung 6.5d zeigt die Auswirkungen des Salzgehaltes im Meereis auf Schneeprozesse. Vor allem ist die Konfiguration `lay16` (ohne Salz) bemerkenswert, da dies der einzige Modellauf der Studie ist, bei dem die Schneeauflage vollständig innerhalb der 50 Tage verschwindet. Aber auch die Variation der Ergebnisse für Salzgehalte zwischen 2,0 bis 8,0 zeigt den großen Einfluss, den das Salz auf die Wärmekapazität des Meereises (Gl. 2.5) und die Grenzflächentemperatur zwischen Schnee und Eis hat. Die Veränderung des Salzgehaltes von 2,0 auf 4,0 hat einen ähnlichen Effekt wie eine Erhöhung der Dichte um 50 kg m^{-3} und ist größer als die der Temperatur oder der Korngröße des Schnees.

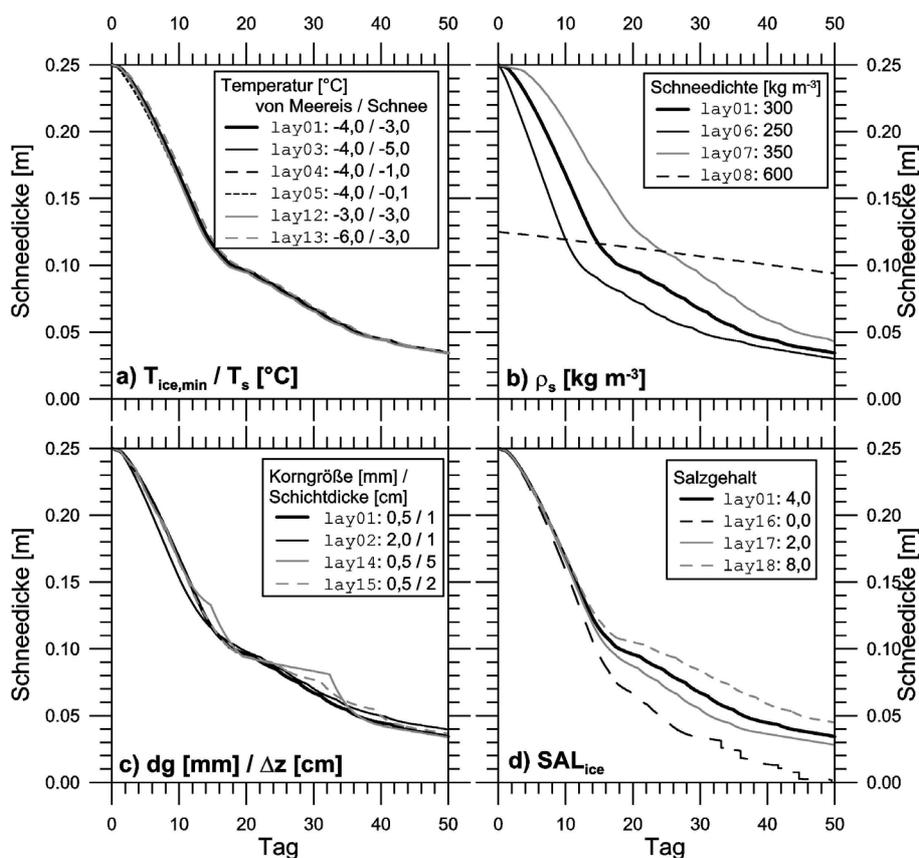


Abbildung 6.5: Modellergebnisse der Sensitivitätsstudien mit unterschiedlichen Schnee- und Eiseigenschaften (Tab. 6.2). Der Standard (`lay01`) ist in allen Teilbildern durch die dickere Linie hervorgehoben. (a) Temperatur in Meereis und Schnee. Die Meereistemperatur entspricht den Profilen in Abbildung 6.3 und wird über ihr Minimum unterschieden. Die Temperatur im Schnee ist konstant (b) Dichte des Schnees (c) Korngröße und Schichtdicke im Schnee (d) Salzgehalt des Meereises.

Aus diesen Sensitivitätsstudien resultiert, dass bei der Initialisierung von Schneelagen besonders auf die Dichte und die damit verbundene Gesamtmasse geachtet werden muss. Zusätzlich ist für Meereisanwendungen die Verwendung von salzhaltigem Eis unter dem Schnee notwendig.

6.4.2 Einfluss meteorologischer Antriebsdaten

Der meteorologische Antrieb bestimmt vor allem den netto Oberflächenenergiefluss (Kap. 6.1) und ist somit ebenfalls Gegenstand einer Sensitivitätsstudie. Die Studie ist so ausgerichtet, dass die Antriebsgrößen Lufttemperatur (T_{air}), relative Luftfeuchtigkeit (rh), Windgeschwindigkeit (v), Globalstrahlung ($S\downarrow$), Albedo (α) und langwellige Gegenstrahlung ($L\downarrow$) einzeln variiert werden. Die genauen Konfigurationen sind in Tabelle 6.3 zusammengestellt, wobei nur solche Eigenschaften explizit aufgeführt werden, die sich vom Standard (**met01**) unterscheiden.

Die initialen Schneeeigenschaften sind für alle Modelläufe gleich (**1ay01**). Die Größe $SL\downarrow = (1 - \alpha)S\downarrow + L\downarrow$ (Tab. 6.3) gibt die Summe der eingetragenen Energie aus kurzwelliger und langwelliger Strahlung an. Sie entspricht zwar keinem meteorologischen Standard, ist jedoch aussagekräftig, da sie den Energieeintrag in das Modell zusammenfasst. Die weiteren Terme des netto Oberflächenenergieflusses ($L\uparrow$ und Q_T , Gl. 3.2) werden dagegen von SN THERM errechnet und sind nicht vorgeschrie-

Tabelle 6.3: Meteorologischer Antrieb der einzelnen Sensitivitätsstudien. Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind jeweils nur solche Eigenschaften explizit aufgeführt, welche sich vom Standard (**met01**) unterscheiden. Die rechte Spalte ($SL\downarrow = (1 - \alpha)S\downarrow + L\downarrow$) bezeichnet eine abgeleitete Größe, die den Energieeintrag in das Modell zusammenfasst. Sie wurde lediglich zur besseren Vergleichbarkeit eingeführt. *cos* bedeutet einen kosinusförmigen Tagesgang, welcher zwischen den angegebenen Extremwerten verläuft und den gleichen Mittelwert wie **met01** aufweist.

Name	T_{air} [°C]	rh [%]	v [m s ⁻¹]	$S\downarrow$ [W m ⁻²]	α	$L\downarrow$ [W m ⁻²]	$SL\downarrow$ [W m ⁻²]
met01	-2	80	0	275	0,75	275,0	343,75
met02	2						
met03	0						
met04	-4						
met05	$-6 \leq cos \leq 2$						
met06	$-4 \leq cos \leq 0$						
met07				229,16	0,70		
met08					0,70		357,50
met09					0,80		330,00
met10					0,90		302,50
met11				325			356,25
met12				225			331,25
met13				250			337,50
met14				300			350,00
met15				$0 \leq cos \leq 550$			
met16				325		262,5	
met17				225		287,5	
met18						262,5	331,25
met19						270,0	338,75
met20						280,0	348,75
met21						287,5	356,25
met22			1				
met23			2				
met24			4				
met25			8				
met26		60					
met27		70					
met28		90					

ben. Wie schon bei den Studien zur Initialisierung der Schneeeigenschaften erfolgt die Diskussion der Ergebnisse anhand der Schneedicke (Abb. 6.6).

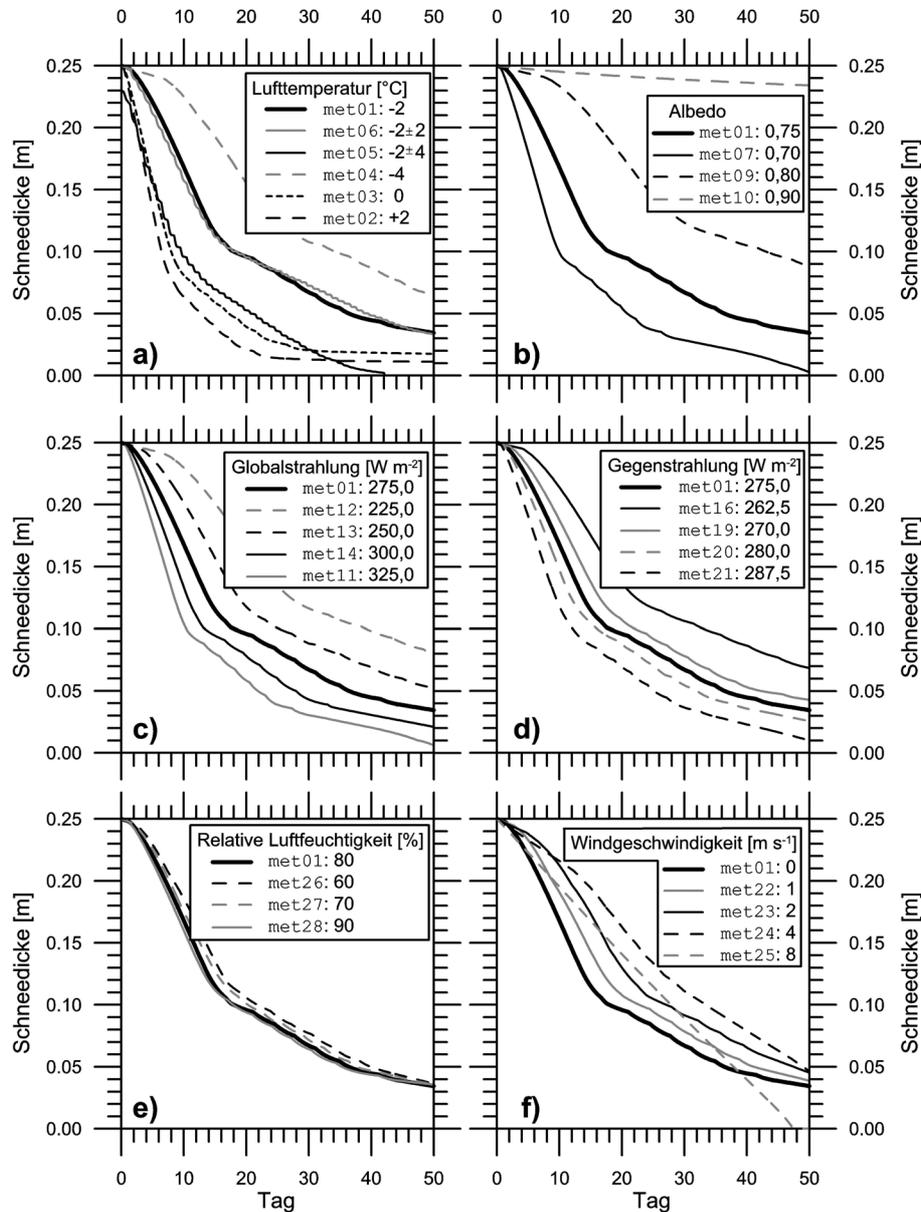


Abbildung 6.6: Modellergebnisse der Sensitivitätsstudien mit unterschiedlichem meteorologischem Antrieb. (a) Lufttemperatur, kosiunsförmige Tagesgänge werden durch den Mittelwert \pm Amplitude angegeben (b) Albedo (c) Globalstrahlung (d) Atmosphärische Gegenstrahlung (Wärmestrahlung) (e) Relative Luftfeuchtigkeit (f) Windgeschwindigkeit.

Abbildung 6.6a zeigt eine deutlich beschleunigte Abnahme der Schneedicke mit zunehmender mittlerer Lufttemperatur. Der Vergleich identischer mittlerer Lufttemperaturen zeigt, dass das Maximum der Lufttemperatur während des Tagesgangs den Verlauf der Ablation prägt. Ein Tagesgang von ± 2 °C (met06) um den Mittelwert des Standardlaufs (met01) unterscheidet sich nur geringfügig von der Standardkonfiguration, da die maximale Lufttemperatur den Schmelzpunkt des Schnees (0,0 °C)

nicht überschreitet. Dagegen nimmt die Schneedicke schneller ab, wenn die maximale Lufttemperatur in der Mittagszeit den Schmelzpunkt des Schnees überschreitet (**met05**). In diesem Fall treten vor allem nahe des Schmelzpunktes stark ausgeprägte Metamorphose und Schmelzvorgänge auf, welche auch durch besonders geringe Nachttemperaturen weder verhindert noch rückgängig gemacht werden können. Wie sich die Temperatur im Tagesgang innerhalb des Schnees verteilt kann ebenfalls gut durch die Feldmessungen (Kap. 4.1) und die Modellanwendungen (Kap. 7.2) nachvollzogen werden.

Veränderungen der Albedo wirken sich besonders stark auf das Ergebnis aus, da sie den Anteil absorbierter kurzwelliger Strahlung als eine der beiden wesentlichen energetischen Größen bestimmt (Abb. 6.6b). Bei diesen Veränderungen ist vor allem bemerkenswert, dass eine Erhöhung (**met09**) oder Erniedrigung (**met08**) der Albedo um lediglich 0,05 einerseits zu einer mehr als doppelt so dicken Schneeschicht nach 50 Tagen und andererseits zu einem fast vollständigen Verschwinden des Schnees führen. Eine Albedo von 0,9 (**met10**) lässt derart wenig Energie in den Schnee eindringen, dass sich dieser kaum verändert.

Die Erhöhung von S_{\downarrow} bzw. L_{\downarrow} verursacht eine stärker abnehmende Schneedecke, wobei sich die verstärkte Abnahme nicht auf die Kurvenform der Schneedicke auswirkt (Abb. 6.6c&d). Die Abnahme der Schneedicke ähnelt in beiden Fällen derjenigen bei unterschiedlichen Albeden (Abb. 6.6b). Eine Unterscheidung der Einzelkomponenten der Oberflächenstrahlungsbilanz bei gleichen Strahlungsflüssen ist Gegenstand des folgenden Abschnitts.

Abbildung 6.6e zeigt, dass Veränderungen der relativen Luftfeuchtigkeit, verglichen mit den anderen bisher diskutierten Parametern, von geringerer Bedeutung sind.

Besonders bemerkenswert ist dagegen der Einfluss der Windgeschwindigkeit (Abb. 6.6f) in Hinblick auf die regionalen Modellanwendungen (Kap. 7.4). Während Windgeschwindigkeiten von bis zu 4 m s^{-1} eine geringere Dickenabnahme verursachen, verändert sich das Ablationsverhalten für hohe Geschwindigkeiten (**met25**) grundlegend. Die lineare Dickenabnahme spiegelt eine 100 %ige Verdunstung des Schnees wieder, die nach 47,6 Tagen zum vollständigen Verschwinden des Schnees ohne Schmelzen führt. Die Verdunstungsrate beträgt $0,94 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und ist auf sehr hohe turbulente Austauschprozesse an der Oberfläche zurückzuführen.

6.4.3 Einfluss einzelner Komponenten der Massen- und Energiebilanz

Die bisherigen Untersuchungen stellen klar heraus, dass die Gesamtmasse und der netto Energieeintrag aus der Atmosphäre die beiden wesentlichen Faktoren bei der Initialisierung bzw. beim Betreiben von SN THERM sind. Daher enthält dieser Abschnitt Studien, bei denen nicht nur ein Parameter verändert wurde, sondern zusätzlich ein zweiter, sodass entweder die Gesamtmasse des Schnees oder die insgesamt eingebrachte Energie konstant bleibt.

Abbildung 6.7 fasst die Ergebnisse von 5 Konfigurationen zusammen bei denen SL_{\downarrow} jeweils $343,75 \text{ W m}^{-2}$ beträgt. Die Ergebnisse von **met01** und **met07** sind identisch, da die kurzwellige Strahlung nur als Nettofluss Q_S eingeht und die Zusammensetzung aus α und S_{\downarrow} keine Rolle spielt.

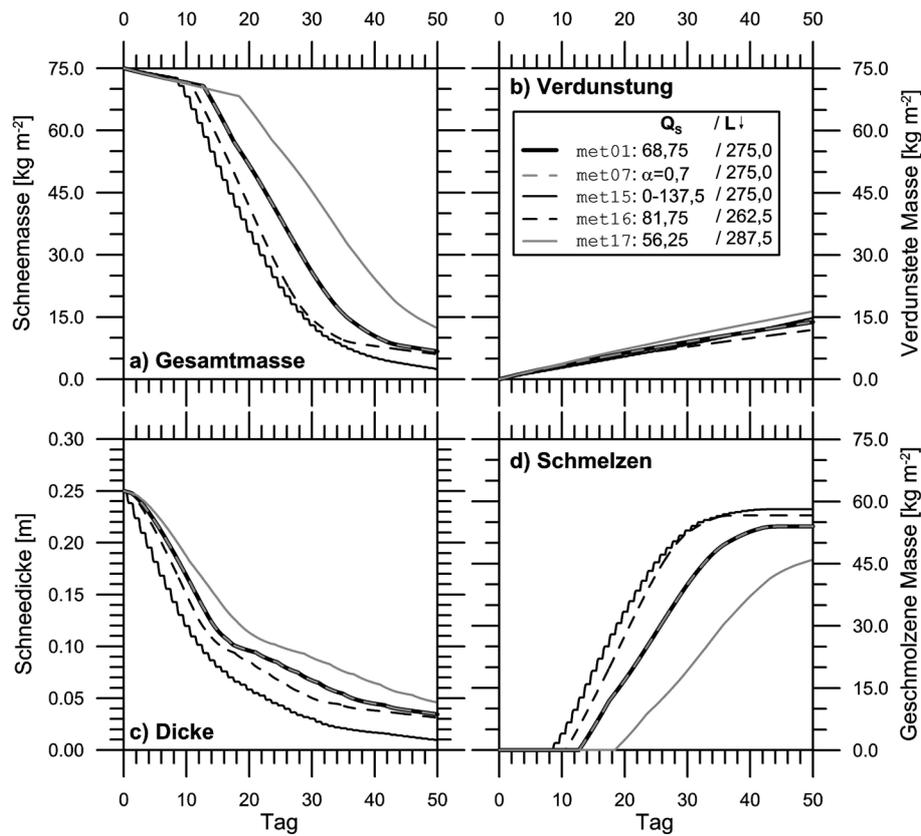


Abbildung 6.7: Massenbilanz des Schnees für unterschiedliche Zusammensetzungen eines netto Energieflusses von $343,75 \text{ W m}^{-2}$ aus kurzweiliger (Q_S) und langweiliger (Q_L) Strahlungsbilanz (a) Gesamtmasse (b) Verdunstete Masse, integriert seit Simulationsbeginn (c) Dicke (d) Geschmolzene Masse, integriert seit Simulationsbeginn. Die einzelnen Konfigurationen sind in Tabelle 6.3 zusammengestellt.

Die Einführung eines Tagesgangs (**met15**) gegenüber **met01** führt zu einer schnelleren Abnahme der Schneemasse und -dicke (Abb. 6.7a&c) und ist vor allem auf verstärktes Schmelzen durch erhöhte Strahlungswerte zur Mittagszeit zurückzuführen (Abb. 6.7d). Derartig erhöhte Schmelzraten lassen sich in abgeschwächter Form auch beobachten, wenn der Anteil der kurzweiligen Strahlung auf Kosten der langweiligen erhöht wird (**met16**, Abb. 6.7d). Auch hier nimmt die Schneedicke schneller ab als es in **met17** der Fall ist, wo S_{\downarrow} verringert und L_{\downarrow} erhöht ist (Abb. 6.7c). In diesem Fall führt eine verstärkte Erwärmung des Schnees nahe und vor allem auch unter der Oberfläche zu einem früheren Schmelzbeginn und höheren Schmelzraten, weil die kurzweilige Strahlung in die obersten Schichten des Schnees eindringt, während sich die langwellige Strahlung direkt nur auf die Oberfläche auswirkt und tiefere Schichten durch Wärmeleitung erreicht. Das Verdunstungsverhalten (Abb. 6.7b) ist in allen Läufen sehr ähnlich, da keine Veränderungen an T , rh oder v vorgenommen wurden. Die höchsten Werte bei **met17** sind auf leicht erhöhte Oberflächentemperaturen zurückzuführen.

Zum Vergleich unterschiedlicher Massenverteilungen wurde die Schichtung (n , Δz) gemeinsam mit der Dichte derart variiert, dass alle Konfigurationen zu Beginn $75,0 \text{ kg m}^{-2}$ umfassen (Abb. 6.8a). Innerhalb der ersten 10 Tage verändert sich

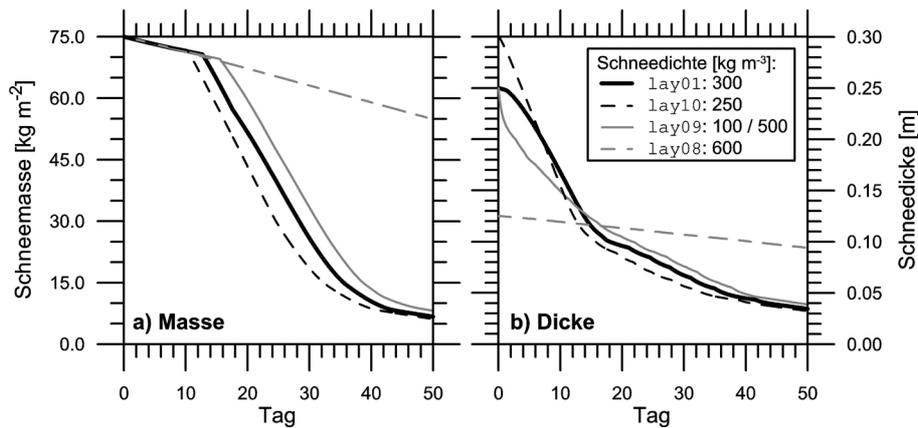


Abbildung 6.8: (a) Schneemasse und (b) -dicke für unterschiedliche Konfigurationen mit der gleichen initialen Schneemasse von 75 kg m^{-2} , wie sie in Tabelle 6.2 zusammengestellt sind.

die Masse bei allen Konfigurationen gleich und die Ablation besteht ausschließlich aus einer konstanten Verdunstung. Die Dickenabnahme unterscheidet sich dagegen erheblich (Abb. 6.8b), da vor allem extrem lose Schichten (100 kg m^{-3} in lay09) starker Kompaktion unterliegen. Im weiteren Verlauf verursachen dann die dichteren Lagen (500 kg m^{-3}) vergleichsweise geringe Dickenabnahmen. Ebenfalls verändert sich die Dicke von lay08 kaum, da die Schichtung von Beginn an mit 600 kg m^{-3} sehr kompakt ist. Dieses Verhalten hoch-dichter Schichten erklärt auch die Entwicklung von Dicke und Masse in allen Läufen der Sensitivitätsstudien innerhalb der letzten 10 Tage, wenn die Dichte sehr hohe Werte erreicht.

Abbildung 6.8a stellt die zeitliche Entwicklung der Masse dar. Zusätzlich lässt sich sehr gut der Zeitpunkt des Schmelzbegins erkennen, welcher am Übergang vom linearen Verdunstungsprofil zu stärkeren Massenverlusten stattfindet (vergleiche auch Abb. 6.7a und 6.7d). Der Schmelzbeginn ist dichteabhängig und erfolgt mit zunehmenden Dichten später bis hin zu lay08, wo keine Schneeschmelze innerhalb der 50 Tage stattfindet. Eine Erklärung hierfür liegt darin, dass sich oberflächennahe Schichten geringerer Dichte (Masse) durch ihre geringere Wärmekapazität schneller erwärmen und somit auch schneller schmelzen. Bei der Wechsellagerung loser und dichter Schichten in lay09 spielen die dichteren Schichten eine größere Rolle. Zum einen unterliegen die losen Schichten zu Beginn starker Kompaktion, zum anderen muss Schmelzwasser, das in den oberen Schichten bereits vorzeitig entstehen kann, auch erst die Schnee-Eis Grenze erreichen, um dann als geschmolzener Schnee in die Bilanz einzugehen.

6.5 Zusammenfassung

Dieses Kapitel stellt das Schneemodell SNTHERM vor, welches im folgenden Kapitel für die numerische Modellierung von Schnee auf Meereis verwendet wird. Zunächst wurde das Modell und seine Anpassungen für Meereisanwendungen vorgestellt und anschließend seine Sensitivität gegenüber Initialisierungen und Antriebsdaten untersucht.

- SNTHERM ist ein eindimensionales Massen- und Energiebilanzmodell, in dem der Schnee, entsprechend stratigraphischer Eigenschaften, in horizontale Kontrollvolumina gegliedert wird. Da es eine komplexe und sehr umfassende Modellphysik der relevanten Prozesse besitzt und die Unterscheidung der drei Aggregatzustände des Wassers separat behandelt, eignet es sich gut für Simulationen unter Schmelzbedingungen.
- Das Modell wurde um salzhaltige Eisschichten unterhalb des Schnees erweitert. Hierdurch wird die, im Vergleich zum Schnee, wesentlich größere Wärmekapazität und -leitfähigkeit des Meereises beschrieben. Dies führt vor allem zu einer realistischen Grenzflächentemperatur zwischen Schnee und Meereis.
- Die Implementierung einer erweiterten, Korngrößenabhängigen Parametrisierung der Albedo nach Brun *et al.* (1992) verbessert den kurzwelligen Energieeintrag, wenn keine Messungen vorliegen. Dennoch könnte besonders bei dünnen Schneeeauflagen eine Erweiterung um eine schneedickenabhängige Parametrisierung die Ergebnisse weiter verbessern.
- Die Bildung von Aufeis erfolgt im Modell durch Kompaktion des Schnees und Gefrieren von Wasser, wobei der Übergang von Schnee zu Eis kontinuierlich erfolgt. Die Dicke des Aufeises kann jedoch nur diagnostisch bestimmt werden, da SNTHERM keine impermeablen Schichten erlaubt.

Die Sensitivitätsstudien zeigen, dass die Modellergebnisse vor allem von der initialen Gesamtmasse des Schnees und dem netto Energieeintrag abhängen und dass sich die Einführung von Meereis als untere Grenzschicht signifikant auf die Entwicklung des Schnees auswirkt.

- Große Schneemassen, insbesondere wenn sie sich aus hohen Dichten ergeben, weisen eine lange Lebensdauer auf, da die Wärmekapazität eine Funktion der Dichte (Masse) ist.
- Initiale Temperaturen und Korngrößen spielen nur eine geringe Rolle. Eine Ausnahme bildet die Verwendung der Korngrößenabhängigen Parametrisierung der Albedo, da dann der Netto-Energieeintrag beeinflusst wird.
- Die Verwendung von salzhaltigem Meereis zeigt deutliche Auswirkungen auf die Temperatur der Schnee-Eis-Grenzfläche und damit auf die Gesamtentwicklung des Schnees. Bei den hier gewählten Sensitivitätsstudien wirkt sich eine Veränderung des Salzgehalts um $\pm 2,0$ ähnlich einer Dichteänderung um $\pm 50 \text{ kg m}^{-3}$ aus.

- Die kurzwellige Einstrahlung wirkt sich bei gleicher Gesamtenergie stärker auf die Ablation des Schnees aus als die langwellige. Dies liegt daran, dass die kurzwellige auch in den Schnee eindringt und intern absorbiert wird, während die langwellige sich nur auf die Oberflächentemperatur auswirkt und aufgrund von Wärmeleitung in den Schnee eindringt.
- Tagesgänge haben einen wesentlichen Einfluss auf die Entwicklung des Schnees, der größer ist als bei konstanten Antriebsdaten mit gleichen Mittelwerten (Barber *et al.*, 1998). Dies ist vor allem nahe dem Gefrierpunkt ausschlaggebend, wenn Veränderungen der Schneeeigenschaften stark nicht-linear und irreversibel sind. Die wesentlichen Antriebsgrößen hierbei sind die kurzwellige Strahlungsbilanz und die Lufttemperatur.

Da die Unterscheidung von Dickenabnahme, Schmelzen, Verdunstung und Kompaktion in den folgenden Anwendungen besonders wichtig ist, wurden diese eindeutig definiert. Ebenfalls erfolgte eine Definition der relativen Verdunstung f_{evap} als Verhältnis der verdunsteten zur geschmolzenen Schneemasse während einer Schmelzsaison.

7 Modellanwendungen

Durch die Verknüpfung des Modells mit den bereits diskutierten Feldmessungen und zusätzlichen Zeitserien meteorologischer Daten können einerseits Prozesse untersucht werden, welche messtechnisch nicht oder nur unter sehr hohem Aufwand beobachtet werden können. Andererseits ist eine Einordnung lokaler Ergebnisse in regionale Zusammenhänge möglich. Hierzu findet zunächst eine Validierung des Modells anhand der Feldmessungen statt (Kap. 7.1), bevor es zur detaillierten Auswertung der Beobachtungen genutzt wird (Kap. 7.2). Im anschließenden Abschnitt wird die Schneebedeckung des Meereises auf dem Kongsfjord für einen Zeitraum von 10 Jahren untersucht, sodass eine Einordnung der Feldmessungen in generelle Beobachtungen erfolgen kann (Kap. 7.3). Kapitel 7.4 umfasst umfangreiche Studien zum unterschiedlichen Verhalten des Schnees auf arktischem und antarktischem Meereis.

7.1 Validierung des Modells anhand von Feldmessungen der drei Expeditionen

Die bislang einzige Validierung von SNTHERM beschränkt sich auf die Entwicklung von Oberflächentemperaturen zwischen -20 °C und 0 °C unter winterlichen Bedingungen (Jordan, 1991). Da sich jedoch alle Fragestellungen dieser Arbeit auf Prozesse unter frühlinghaften und sommerlichen Bedingungen beziehen, wird hier zunächst eine Validierung unter derartigen Bedingungen durchgeführt. Hierzu wurden die zuvor beschriebenen Feldmessungen *SEBISUP* und *ISPOL* verwendet, indem die meteorologischen Messungen auf dem Meereis zum Antrieb und gemessene Schneeeigenschaften zu Beginn der Beobachtungen als Initialisierung dienen. Die Ergebnisse werden mit den gemessenen Schneeeigenschaften verglichen. Neben allgemeinen Modelleigenschaften lässt sich so vor allem auch die Leistungsfähigkeit des Modells, inklusive seiner Neuerungen in Bezug auf Meereis als Untergrundmodell beurteilen.

Wie die Sensitivitätsstudien zeigen (Kap. 6.4), ist bei der Initialisierung des Schnees besonders die Dichte und die damit verbundene Gesamtmasse von großer Bedeutung. Bei der Initialisierung ergeben sich jedoch zweierlei Probleme: Zum einen werden alle Schneeeigenschaften in 1 cm dicken Schichten vorgegeben, was jedoch nicht der Auflösung der Dichtemessungen im Feld (ca. 5 cm) entspricht. Zum anderen können die gemessenen Dichtewerte nicht direkt übernommen werden, sondern es ist notwendig, zusätzliche Informationen aus der Stratigraphie zu berücksichtigen, da vor allem Eislagen, Slush und sehr lose Schichten durch die Dichtemessungen nicht erfasst und aufgelöst werden können. Zusätzlich wird Slush als Meereis behandelt, da er im Modell nicht explizit behandelt werden kann (Kap. 6.2).

Am Beispiel der Feldmessungen während *SEBISUP02* lässt sich die Auswirkung unterschiedlicher Dichten und Massen in Verbindung mit stratigraphischen Informationen verfolgen.

Abbildung 7.1a zeigt beispielhaft für *SEBISUP02*, wie sich die letztendlich verwendete vertikale Dichteprofil aus den grob aufgelösten Feldmessungen und der in Abbildung 4.8 abgebildeten Stratigraphie erzeugen lässt. Als Maß der Abweichung von Feldmessung und Modellergebnis dienen jeweils RMS-Abweichungen der Schneedicke. Das Profil mit der Gesamtmasse von $63,77 \text{ kg m}^{-2}$ spiegelt das mittlere Profil der Dichterohrmessungen am 21.05.2002 wider. Diese Messungen enthalten jedoch keinerlei Anzeichen für die stratigraphisch ermittelten eisigen Schichten hoher Dichte (ρ) in den untersten 6 cm, sodass die Schneedicke zu schnell abnimmt und ein RMS-Fehler von 15,0 mm auftritt. Da die Dichte dieser Schichten nicht bekannt ist, wurden sie mit $\rho = 450 \text{ kg m}^{-3}$ ($m_s = 67,22 \text{ kg m}^{-2}$) bzw. $\rho = 600 \text{ kg m}^{-3}$ ($m_s = 71,72 \text{ kg m}^{-2}$) angenommen, wodurch sich die Abweichungen auf 14,3 mm bzw. 14,0 mm reduzierten. Zuletzt wurde noch den eisigen Schichten im unteren Bereich des Schnees Rechnung getragen und durch eine lokale Anhebung der Dichte eine Gesamtmasse von $77,96 \text{ kg m}^{-2}$ erzeugt. Diese Konfiguration gibt mit einer Abweichung von 13,1 mm den Verlauf der Schneedicke über die Zeit am besten wieder (Abb. 7.3) und wird folglich als initiale Dichteschichtung für *SEBISUP02* verwendet.

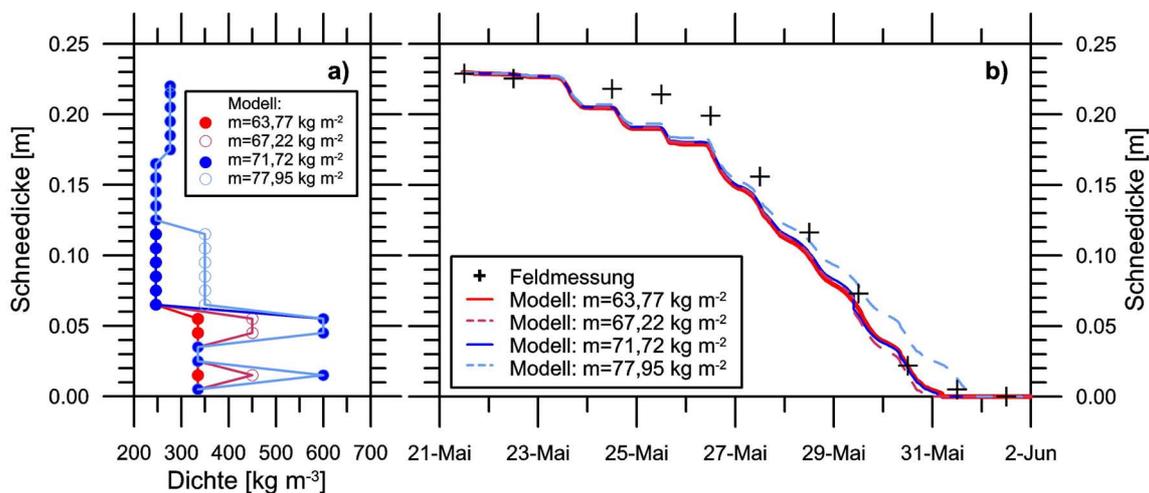


Abbildung 7.1: *SEBISUP02*: (a) Vertikale Dichteprofile (mit unterschiedlicher Masse (m)) zur Initialisierung der Simulation der Feldmessungen (b) Simulierte Schneedicken mit den unterschiedlichen Dichteprofilen aus (a) im Vergleich mit Messungen der Schneedicke. Temperatur und Korngröße sind in allen vier Stratigraphien gleich und in Abbildung 7.2a dargestellt.

Die Dichteprofile der folgenden Expeditionen wurden auf die gleiche Weise ermittelt und sind in Abbildung 7.2 zusammen mit Temperatur und Korngröße dargestellt. Da die Initialisierung von Temperatur und Korngröße deutlich weniger sensitiv (Kap. 6.4) ist, wurden diese linear aus Messungen interpoliert.

Der meteorologische Antrieb für diese Studien und die nachfolgenden Anwendungen entspricht den jeweiligen Messungen auf dem Eis und erfolgt in 10 min Intervallen. Datenlücken während der einzelnen Expeditionen (Kap. 3.2) wurden für Zeiträume unterhalb einer Stunde durch lineare Interpolation und für längerfristige Ausfälle durch die Verwendung zusätzlicher Daten ausgeglichen. Diese Daten stammten für *SEBISUP* von der Koldewey-Station und für *ISPOL* von Polarstern oder paralle-

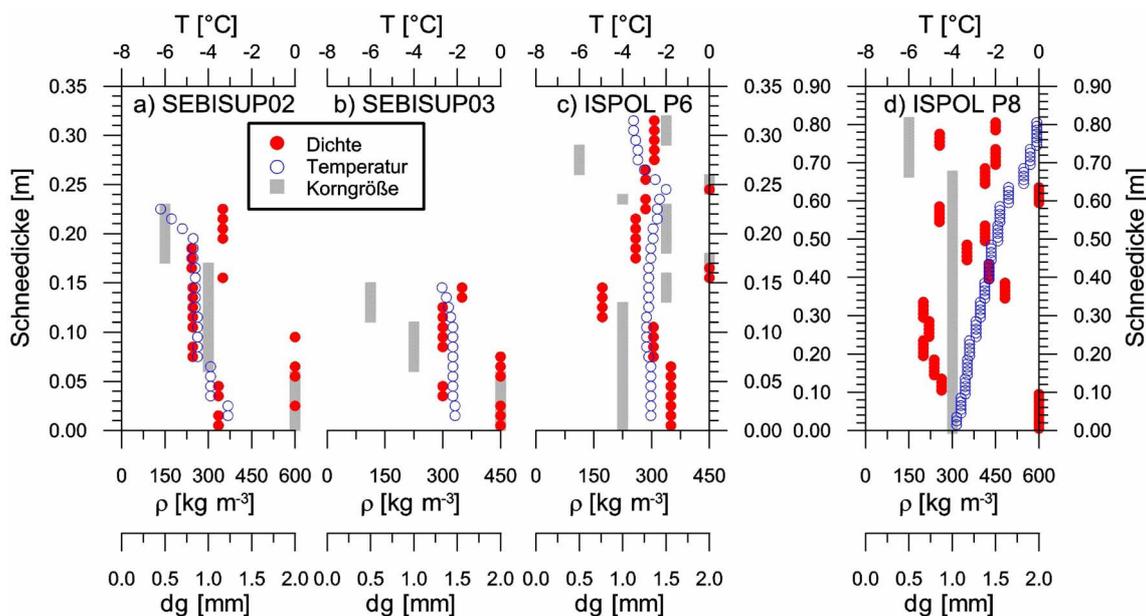


Abbildung 7.2: Initialisierung der Dichte (ρ), Temperatur (T) und Korngröße (dg) zur Simulation der Schneeeigenschaften während der Feldmessungen. Die Einzelwerte stammen aus (interpolierten) Feldmessungen zu Beginn der Beobachtungen, beobachtete Stratigraphien werden in den Abbildungen 4.8, 4.15 und 4.26 gezeigt. Aufgrund der höheren Schneedicke bei *ISPOL P8* ist diese separat dargestellt und vertikal anders skaliert, die Legende ist jedoch für alle Teilabbildungen gleich.

len Aufzeichnungen finnischer Kollegen (Launiainen, pers. Mitteilung). Die resultierenden, kontinuierlichen Zeitreihen sind in den Abbildungen 4.3, 4.11 und 4.18 dargestellt, Tagesmittel der Energiebilanzkomponenten sind in Abbildung 4.29 zusammengefasst.

Abbildung 7.3 fasst die gemessenen und simulierten Schnee- und Aufeisdicken zusammen. Es zeigt sich, dass das Modell die Entwicklung der Schneemächtigkeit für alle vier Schneeaufgaben sehr gut und innerhalb einer Standardabweichung wiedergibt. Die simulierten Schneedicken weichen um 13,1 mm (*SEBISUP02*), 17,8 mm (*SEBISUP03*), 32,5 mm (*ISPOL P6*) und 39,4 mm (*ISPOL P8*) von den gemessenen Tagesmittelwerten ab (RMS-Fehler). Die recht hohen Abweichungen in der letzten Woche von *ISPOL* sind in erster Linie auf das Versetzen der Wetterstation am 26.12.2004 auf einen Schollenteil mit geringerer Albedo zu erklären (Kap. 3.1). Dieser Unterschied der Albedo kann z. B. Abbildung 4.25 entnommen werden und verursachte einen wesentlich höheren Energieeintrag und dadurch eine verstärkte Abnahme der Schneedicke. Ebenfalls wurde im Modellantrieb kein Niederschlag berücksichtigt, was jedoch vermutlich weniger bedeutend ist, da die Niederschläge insgesamt gering waren (Kap. 4.4). Betrachtet man aus diesen Gründen nur die Schneedicken bis zum 26.12. erhöht sich die Genauigkeit auf 27,1 bzw. 15,9 mm.

SNTHERM reproduziert die Bildung von Aufeis für alle Messkampagnen (Abb. 7.3). Die recht konstante Aufeisdicke und das erste Auftreten am 18.05. während *SEBISUP03* wird von SNTHERM sehr gut wiedergegeben, auch wenn das Modell die Gesamtdicke um 20 bis 30 mm unterschätzt. Ähnliches gilt für beide *ISPOL*-

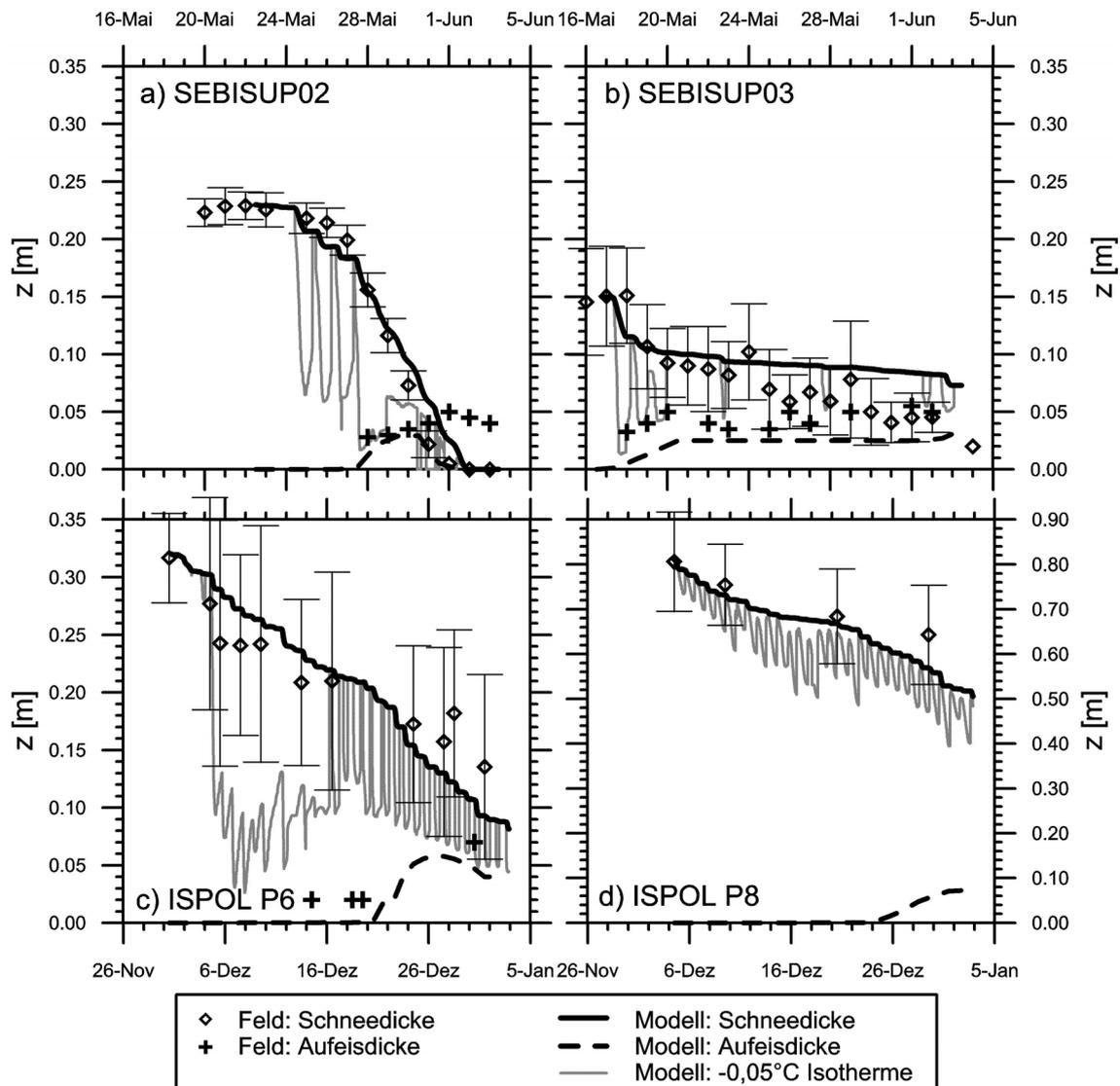


Abbildung 7.3: Gemessene und modellierte Schnee- und Aufeisdicken sowie die Lage der $-0,05^{\circ}\text{C}$ -Isotherme. Feldmessungen geben die Tagesmittelwerte mit Standardabweichungen wieder. Modellergebnisse sind als 5 min-Werte angegeben. $z = 0$ bezeichnet die Schnee-Eis-Grenzfläche (Meereis oder wenn vorhanden Aufeis). Es ist zu beachten, dass die Schneedicke in (d) abweichend skaliert ist.

Anwendungen, jedoch liegen hier nur vergleichsweise wenige Feldmessungen zum Vergleich vor. Für *SEBISUP02* wird die Bildung und der beobachtete Zerfall des Aufeises wiedergegeben. Die Unterschätzung der Aufeisdicke und der zu frühe Zerfall von ca. 3 Tagen bei *SEBISUP02* sind zumindest teilweise auf die diagnostische Berechnung der Aufeisdicke zurückzuführen, da dies den zeitlichen Ablauf und auch die Gesamtmasse beeinflusst.

Insgesamt zeigen diese Ergebnisse, dass die Berechnung der Aufeisdicke für moderate Schmelzverläufe bessere Ergebnisse liefert als für schnelle Veränderungen, wie sie 2002 auftraten. Eine vollständige Implementierung der Aufeisbildung würde sich auf die Energiebilanz auswirken. Ein vorübergehendes Wiedergefrieren würde dann zu einer Erwärmung des Meereises führen, am Ende der Schmelzsaison bräuchte der atmosphärische Energieeintrag jedoch länger, um die größere Eismasse zu schmelzen

oder zu verdunsten. Weiterhin ist zu bedenken, dass die Bestimmung der Aufeisdicke innerhalb der Feldmessungen besonders schwierig ist und in einigen Fällen zu einer Überschätzung neigt (Kap. 3.4).

Die dargestellte $-0,05\text{ °C}$ -Isotherme¹ kann als ein qualitatives Maß der fortschreitenden Schneeschmelze angesehen werden und wird bei der folgenden Diskussion der einzelnen Expeditionen aufgegriffen.

Abbildung 7.4 zeigt am Beispiel der Temperatur der Schnee–Eis–Grenzfläche während *ISPOL P6*, den Einfluss von Salz im Meereis und den dadurch hervorgerufenen Effekt als Kältereservoir unterhalb des Schnees. Während die Temperatur an der Grenzfläche des Modelllaufs ohne Salz von Beginn an wesentlich schneller ansteigt und somit auch eher den Schmelzpunkt erreicht, steigt sie bei einem Salzgehalt von 4,0 langsamer und in guter Übereinstimmung mit den Handmessungen an. Nach dem 06.12. bleiben die gemessenen Temperaturen unter Berücksichtigung lokaler Variationen (Kap. 4.4) und geringer tageszeitlicher Schwankungen verhältnismäßig konstant um $-1,4\text{ °C}$, zeigen jedoch im Verlauf der Beobachtungen eine Überschätzung seitens des Modells zwischen $0,5$ und $1,0\text{ °C}$. Ein Grund hierfür ist die Ausbildung einer Schlussschicht, die im Modell nicht wiedergegeben werden kann, aber durch den Salzgehalt eine geringere Temperatur als der darüberliegende Schnee aufweist. Die Tagesgänge nach dem 25.12. werden durch die geringe Schneedicke hervorgerufen und sind besonders bei der Konfiguration ohne Salz ausgeprägt, da das Eis in diesem Fall keine höhere Wärmekapazität und –leitfähigkeit aufweist. Diese Ergebnisse könnten vermutlich durch die Berücksichtigung der Sättigung und Überflutung des Schnees verbessert werden, da sie insbesondere das Korngrößenwachstum, die Temperatur und den Salzgehalt der Schnee–Eis–Grenzfläche verändern. In dieser Konfiguration ist damit zu rechnen, dass das Modell vor allem gegen Ende der Beobachtungen zu einer Überschätzung der Dickenabnahme führt, da die Grenzflächentemperatur tendenziell überschätzt wird.

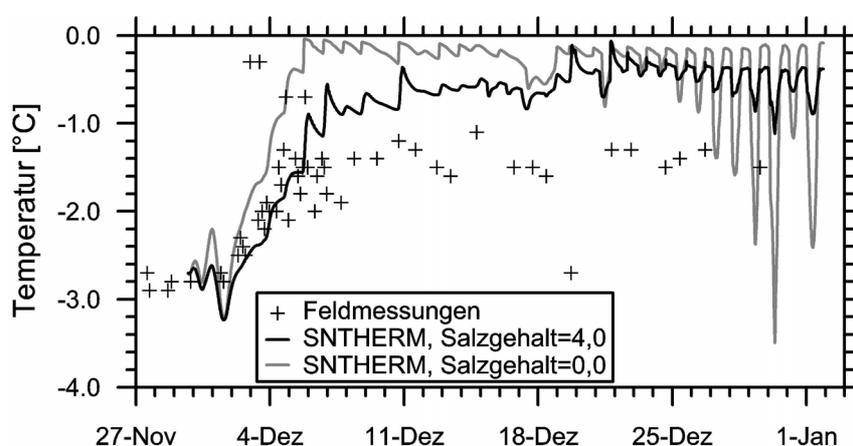


Abbildung 7.4: *ISPOL P6*: Schnee–Eis–Grenzflächentemperatur aus Feldmessungen und Modell. Die Modellergebnisse sind für eine Simulation ohne Salz (*1ay16*) im Meereis und die Standardkonfiguration (*1ay01*) mit einem Salzgehalt von 4,0 dargestellt.

¹SN THERM erlaubt keine Schneetemperatur von $0,0\text{ °C}$.

Ähnliche Ergebnisse zeigt auch Abbildung 7.5 für *SEBISUP02*. Auch hier tendiert das Modell dazu, Temperaturen an der Grenzfläche zum Meereis zu überschätzen (negative Werte). Zusätzlich wird aber vor allem ersichtlich, dass die Abweichungen der modellierten zur gemessenen Temperatur an der Schneeunterseite größer sind als an der Schneeoberseite, die sehr gut vom Modell wiedergegeben werden und nur in Einzelfällen um mehr als $0,4\text{ °C}$ von denen der Handmessungen abweichen. Dieses Ergebnis ist jedoch vor allem für die Schmelzphase ab dem 27.05. wenig überraschend, da die Schneetemperaturen innerhalb der obersten Zentimeter beinahe ganztägig am Schmelzpunkt lagen (Abb. 4.5 und 7.6).

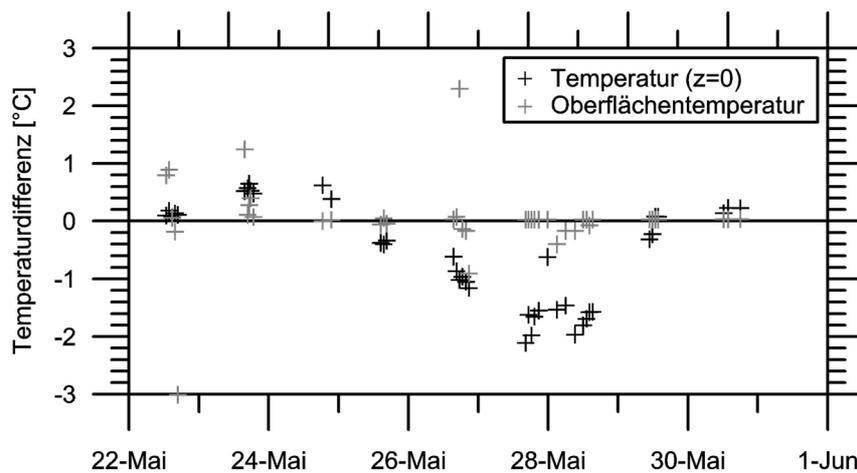


Abbildung 7.5: *SEBISUP02*: Differenz zwischen gemessenen und modellierten Oberflächen- und Schnee-Eis-Grenzflächen-Temperaturen. Positive Werte bezeichnen höhere Messwerte, negative höhere Modellwerte.

Die Oberflächentemperatur wird in erster Linie durch die Lufttemperatur und die Wärmestrahlung bestimmt, unterliegt aber durch die Wärmekapazität des Schnees und die komplexen internen Prozesse auch anderen Einflüssen, die zu einer Phasen- und Amplitudenverschiebung führen. Dieser Zusammenhang wird in Kapitel 7.4 im Vergleich mit dem globalen Modell IFS erläutert. Eine präzise Wiedergabe der Oberflächentemperatur ist vor allem für die turbulenten Flüsse zwischen Schnee und Atmosphäre wichtig, die die Ergebnisse der Analysen von Schmelzen und Verdunstung bestimmen (Kap. 7.2 und 7.4).

Über die Betrachtung von Dicken und Temperaturen hinaus wird im folgenden Kapitel auch die Entwicklung der Feuchte im Modell anhand von Feldmessungen diskutiert. Außerdem zeigen die Simulationen der einzelnen Feldmessungen, dass das Modell keine bzw. nur eine zu vernachlässigende Einschwingphase aufweist. Dies ist insbesondere in Hinblick auf Ergebnisse der Temperatur und des Flüssigwasseranteils innerhalb des Schnees wichtig, die somit binnen weniger Zeitschritte ausschließlich vom atmosphärischen Antrieb abhängen und Ergebnisse liefern, die gut mit Feldmessungen übereinstimmen. Voraussetzung für derartige Vergleiche ist natürlich eine ausreichend präzise Initialisierung der Stratigraphie des Schnees.

7.2 Numerische Simulation der Schneeeigenschaften und Aufeisbildung während der drei Expeditionen

Um die Eigenschaften und die Ablation des Schnees detaillierter untersuchen zu können, als es die Feldmessungen erlauben, und einzelne Prozesse innerhalb des Schnees unterscheiden zu können, werden in diesem Kapitel die Veränderungen des Schnees mit dem Modell simuliert. Hierzu werden die Modellläufe mit den Schneeeigenschaften zu Beginn des jeweiligen Beobachtungszeitraums initialisiert und mit den meteorologischen Messungen auf dem Schnee angetrieben (Kap. 7.1).

7.2.1 Kongsfjord 2002 (*SEBISUP02*)

Abbildung 7.6 zeigt die Entwicklung der Schneeeigenschaften während *SEBISUP02*. Analog zu den Feldmessungen, die in Kapitel 4.2 vorgestellt werden, gliedern sich auch die Modellergebnisse eindeutig in eine spät-winterliche und eine sommerliche Phase, deren Übergang mit dem Schmelzbeginn, entsprechend der hier verwendeten Definition, am 28.05.2002 erfolgt. Eine starke Zunahme der Ablationsrate wird, wie in den Feldmessungen, ab dem 27.05. beobachtet.

Die Simulationsergebnisse zeigen zusätzlich, wie sich die geringe und dann ansteigende Lufttemperatur vor dem 25.05. (Abb. 4.3) auf den Schnee auswirkt. Während der kalten Tage zu Beginn der Messungen kühlt der Schnee nachts so stark ab (Abb. 7.6a), dass kein Schmelzen stattfindet und dass die Schneefeuchte im Tagesverlauf nicht über 3 %_{vol} ansteigt (Abb. 7.6c). Entsprechend verändert sich die ursprüngliche Stratigraphie kaum und die ursprüngliche Schichtung bleibt erhalten (Abb. 7.6d). Nach dem 25.05. erwärmt sich der Schnee von der Oberfläche bis etwa 5 cm über der Schnee-Eis-Grenze auf $T > -0,1$ °C und das Temperaturmaximum dringt in den frühen Morgenstunden des folgenden Tages bis $z = 10$ cm in den Schnee ein. Diese Erwärmung ruft Schmelzwasserflüsse innerhalb des Schnees hervor, die zum Verschwinden der ursprünglichen Stratigraphie und einer Verdichtung der unteren Schichten führen, wie sie vor allem für die Eisschicht bei $z = 0,05$ m zu erkennen ist (Abb. 7.6b). Schmelz- bzw. Gefrierdaten entsprechen jedoch der Änderung der Schneefeuchte (Flüssigwasseranteil, Abb. 7.6c).

Nach Schmelzbeginn (28.05.) bleibt der Schnee durch positive Oberflächenenergiebilanz (> 30 W m⁻²) ganztägig am Schmelzpunkt. Im Verhältnis zu den nachfolgenden Expeditionen treten besonders starke Schmelzwasserflüsse auf, die zu einer schnellen Abnahme der Schneedicke führen (Abb. 7.7a). Durch das Gefrieren des Schmelzwassers an der kalten Meereis- bzw. später Aufeisoberseite bildet sich ab dem 27.05. Aufeis, welches deutlich anhand der hohen Dichte in Abbildung 7.6b zu erkennen ist. Das Aufeis erreicht am 30.05. eine maximale Dicke von 4,1 cm, was einer Masse von 34,9 kg m⁻² der ursprünglich 78,0 kg m⁻² Schnee entspricht, bevor es anschließend wieder zerfällt und ebenfalls schmilzt.

Abbildung 7.6b zeigt zusätzlich, wie sich die initiale Stratigraphie im Laufe der Schmelzsaison verändert und die Bildung von Aufeis beeinflusst. Die höher gelegenen und dichteren Schichten ($z > 17$ cm) lösen sich auf und die tiefer gelegenen dichteren Schichten ($4 < z < 6$ cm) verdichten sich, da das Schmelzwasser nach

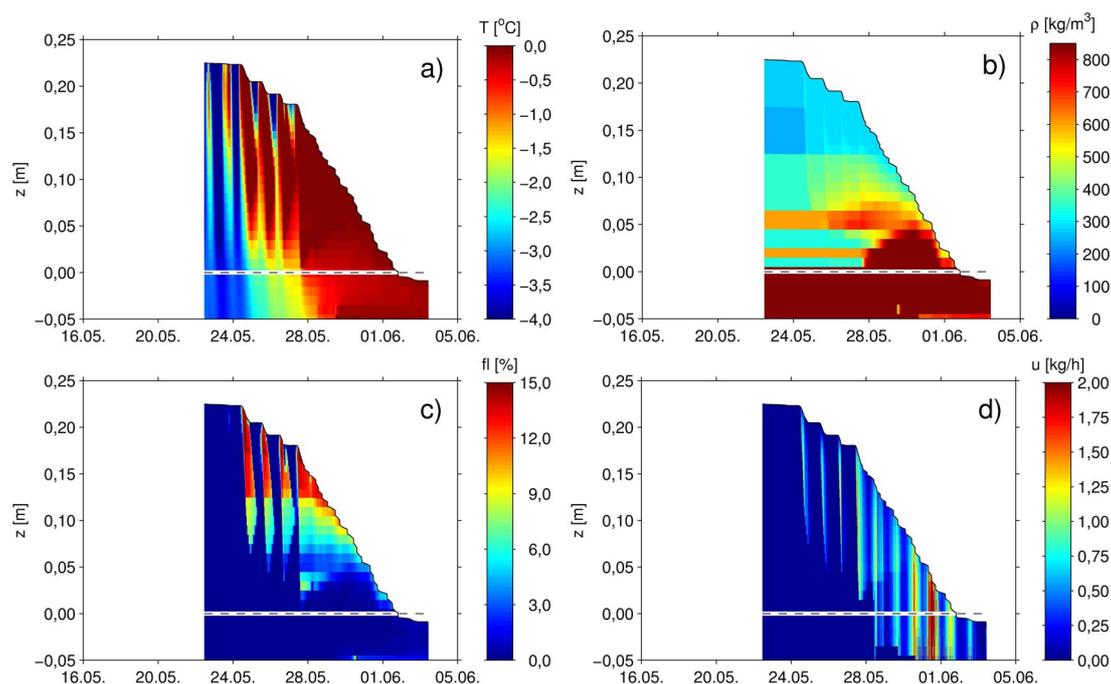


Abbildung 7.6: *SEBISUP02*: Modellergebnisse des Schnees und der obersten Meereisschichten (a) Temperatur (b) Dichte (c) Feuchte (d) Flüssigwasserfluss (nach unten gerichtet). Die Abbildungen enthalten keine Interpolation oder Glättung, sondern setzen sich aus farbigen Rechtecken zusammen, deren Größe der Dicke der Schicht und Länge des Zeitschritts entsprechen, sodass einzelne Schichten erkennbar sind. Die Abbildungen sind nur aus Darstellungsgründen an der Schnee–Meereis–Grenze (bei $z = 0$) unterbrochen. Die einhüllende Linie beschreibt die Schneeoberseite. Zur besseren Vergleichbarkeit sind diese Abbildung und die von *SEBISUP03* (Abb. 7.8) gleich skaliert. Die initialen Schneeeigenschaften sind in Abbildung 7.2b dargestellt.

unten sickert und wiedergefroiert. Dies entspricht der Beobachtung im Feld, dass sich eisige Schichten zunächst ausprägen und in der Folgezeit zur Bildung von Aufeis beitragen. Erst gegen Ende der Schneeschmelze (ab dem 30.05.) zerfällt das Aufeis durch den Energieeintrag von oben und ein starker Ablauf des Schmelzwassers findet statt und erreicht maximale Massentransporte $M > 2,0 \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (Abb. 7.6d und 7.7a).

Über die gesamte Schmelzsaison findet eine gleichmäßige Verdunstung von insgesamt nur $0,9 \text{ kg m}^{-2}$ statt (Abb. 7.7b, Tab. 7.1), sodass im Jahr 2002 fast der gesamte Schnee auf dem Kongsfjord als Schmelzwasser auf dem Meereis aufgestaut und in der Folgezeit in den Fjord eingetragen wird.

7.2.2 Kongsfjord 2003 (*SEBISUP03*)

Im Gegensatz zu *SEBISUP02*, als fast der gesamte Schnee innerhalb kürzester Zeit schmolz und zwischenzeitlich zu Aufeis wiedergefroiert, reduziert sich die Schneemasse während *SEBISUP03* von anfänglich $60,0 \text{ kg m}^{-2}$ lediglich um $9,2 \text{ kg m}^{-2}$ (Abb. 7.7 und Tab. 7.1). Davon verdunsteten $7,1 \text{ kg m}^{-2}$, dreimal mehr als im Jahr zuvor, was in erster Linie auf die höheren Windgeschwindigkeiten und den daraus resultierenden

Tabelle 7.1: Massenbilanz der einzelnen Simulationen der Feldmessungen. Die obere Zeile bezeichnet jeweils den Beginn, die untere das Ende der Modellläufe. Abkürzungen: z_s : Schneedicke; m_s : Schneemasse; Δt : Simulationsdauer; m_{melt} : Masse geschmolzenen Schnees; m_{evap} : Masse verdunsteten Schnees; z_{sup} : maximale Aufeisdicke; dz/dt : Dickenabnahme.

Modelllauf	Datum	z_s [cm]	m_s [kg m ⁻²]	Δt [Tage]	m_{melt} jeweils [kg m ⁻²]	m_{evap} jeweils [kg m ⁻²]	z_{sup}	dz/dt [cm d ⁻¹]
<i>SEBISUP02</i>	22.05.02	23,0	78,0					
	03.06.02	0,0	0,0	12,0	77,1	0,9	4,1	1,92
<i>SEBISUP03</i>	16.05.03	15,0	60,0					
	03.06.03	7,3	50,8	17,7	2,1	7,1	3,7	0,44
<i>ISPOL P6</i>	29.11.04	32,0	111,7					
	01.01.05	8,1	49,8	33,2	39,4	22,5	5,8	0,72
<i>ISPOL P8</i>	03.12.04	81,0	304,8					
	01.01.05	50,6	268,4	29,1	18,0	18,4	8,0	1,05

turbulenten Flüssen zurückzuführen ist. Die Schneedicke nimmt von ursprünglich 15,0 nur auf 7,3 cm ab.

Zu Beginn der Beobachtungen ab dem 17.05.2003 führt starke Bewölkung zu einer positiven Oberflächenenergiebilanz, die oberflächliches und internes Schmelzen hervorruft. Abbildung 7.8 zeigt zusätzlich, dass die Schneeeigenschaften während der ersten drei Tage ausgeprägte Tagesgänge durchlaufen, bei denen an der Oberfläche hohe Feuchten ($< 9\%_{vol}$) auftreten und Schmelzwasser durch den Schnee perkoliert (Abb. 7.8c&d). Hierdurch nimmt die Schneedicke innerhalb von 2 Tagen um 5 cm ab, mehr als im gesamten restlichen Verlauf der Simulation. Als Folge dessen und einer kalten Eisoberfläche ($T(z=0) = -1,8^\circ\text{C}$, Abb. 7.8a) bildet sich bis zum 21.05. eine 2,5 cm dicke Aufeissschicht, die über mehr als zwei Wochen konstant bleibt, da kein weiteres Schmelzwasser bis zur Aufeisoberseite sickert (Abb. 7.3 und 7.8b).

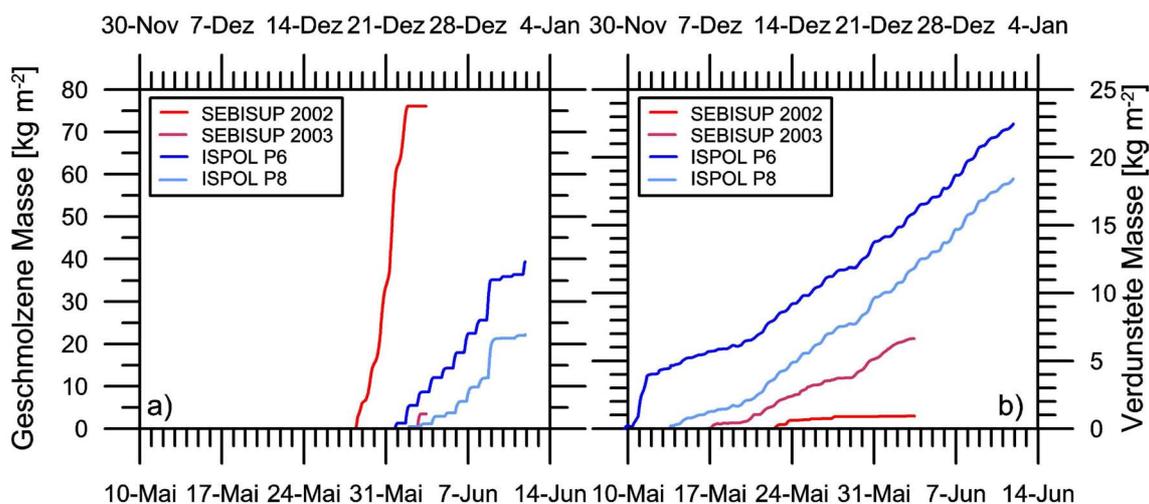


Abbildung 7.7: Modellergebnisse für alle vier Feldstudien (a) Integriertes Schmelzen und (b) integrierte Verdunstung. Die Graphen der *SEBISUP* Messungen beziehen sich auf die untere, die der *ISPOL* Messungen auf die obere x-Achse. Es ist zu beachten, dass die y-Achsen in beiden Abbildungen unterschiedlich skaliert sind. Absolutwerte werden in Tabelle 7.1 verglichen.

Über die Aufeisbildung hinaus zeigt Abbildung 7.8a, wie sich die Meereisoberseite durch den Schmelzwassertransport und das anschließende Wiedergefrieren innerhalb eines Tages (17.05.) von $-1,8$ auf $-0,2$ °C erwärmt.

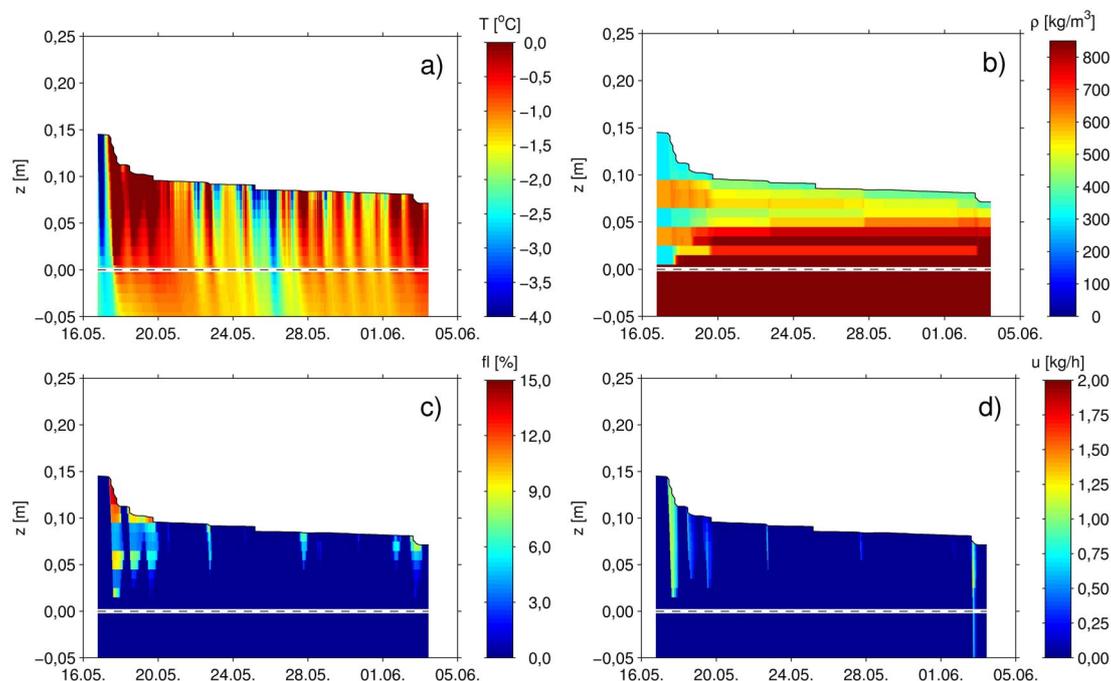


Abbildung 7.8: *SEBISUP03*: Modellergebnisse des Schnees und der obersten Meereisschichten (a) Temperatur (b) Dichte (c) Feuchte (d) Flüssigwasserfluss (nach unten gerichtet). Die Abbildungen enthalten keine Interpolation oder Glättung, sondern setzen sich aus farbigen Rechtecken zusammen, deren Größe der Dicke der Schicht und Länge des Zeitschritts entsprechen, sodass einzelne Schichten erkennbar sind. Die Abbildungen sind nur aus Darstellungsgründen an der Schnee–Meereis–Grenze (bei $z = 0$) unterbrochen. Die einhüllende Linie beschreibt die Schneeoberseite. Zur besseren Vergleichbarkeit sind diese Abbildung und die von *SEBISUP02* (Abb. 7.6) gleich skaliert. Die initialen Schneeeigenschaften sind in Abbildung 7.2b dargestellt.

Nach dem 20.05.2003 wird die Oberflächenenergiebilanz negativ und erst ab dem 01.06. wieder nennenswert positiv (Abb. 4.29b). Dies führt dazu, dass sich die Schneeeauflage nur geringfügig durch Kompaktion und Verdunstung ausdünn und nur geringe ($< 0,3 \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) Schmelzwasserflüsse zu erkennen sind. Vor allem bleibt auch die Stratigraphie des Schnees zwischen dem 19.05. und 02.06. weitestgehend erhalten und es findet eine allmähliche Verdichtung statt, die in erster Linie einer Setzung der ursprünglichen Schichten entspricht. (Abb. 7.8b). Die Abweichungen von den im Feld gemessenen Schneedicken stammen vermutlich daher, dass die initiale Stratigraphie insgesamt doch etwas zu dichte Schichten enthält, auch wenn die RMS–Abweichung 32,5 mm beträgt und die Modellergebnisse bis zum 30.05. innerhalb einer Standardabweichung der Feldmessungen liegen (Abb. 7.3).

Die sehr konstanten Schneeeigenschaften während *SEBISUP03* eignen sich gut für Detailstudien, welche mit reinen Feldmessungen nicht durchgeführt werden können. So ist beispielsweise die Schneefeuchte mit Handmessungen nur unter Berücksichtigung hoher Ungenauigkeiten (von bis zu 1 ‰_{vol} , Kap. 3) zu bestimmen, wobei

vertikale Profile und Tagesgänge nur grob erfasst werden können. Dennoch zeigen die Ergebnisse aus Kapitel 4.1, dass die Feuchte des Schnees einen Tagesgang aufweist, dessen Maxima im Laufe des Nachmittags erreicht werden (Abb. 4.2).

Abbildung 7.9 stellt die simulierte, vertikal gemittelte Feuchte des Schnees für den gesamten Zeitraum *SEBISUP03* dar und zeigt eine gute Übereinstimmung beider Zeitreihen. Erwartungsgemäß lassen sich die Tage mit hohen Feuchten im Schnee aus Abbildung 7.6c direkt in den Mittelwerten wiedererkennen. Darüber hinaus zeigen die Modellergebnisse aber den vollständigen Tagesgang, der seine Maximalwerte gegen 18:00 Uhr und seine Minimalwerte gegen Mitternacht aufweist. Dies zeigt, bezogen auf die Feldmessungen, dass die Messungen am Temperaturmaximum und die Unterteilung in Vormittags- und Nachmittagswerte richtig gewählt wurden und dies eine sehr gute Beurteilung der Schneefeuchte zuließ.

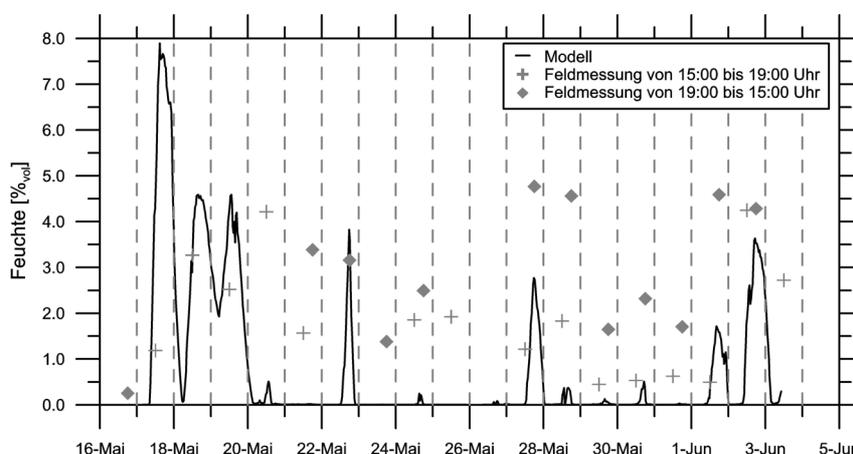


Abbildung 7.9: *SEBISUP03*: Simulierte, vertikal über die gesamte Schneedicke gemittelte Schneefeuchte. Zum Vergleich sind die Feldmessungen, aufgeteilt nach Vormittags- (19:00 bis 15:00 Uhr) und Nachmittagsmessungen (15:00 bis 19:00 Uhr) dargestellt (vgl. Abb. 4.2b).

Unter Einbezug der Temperaturabbildung 7.8a lässt sich erkennen, dass die Feuchte im Schnee zwischen dem 20.05. und 01.06. innerhalb der obersten Schichten wiedergefriert und somit weder zur Aufeisbildung noch zu einer signifikanten Abnahme der Schneedicke beiträgt. Lediglich geringe Dichteveränderungen resultieren in diesem Zeitraum.

Im Vergleich mit den Feldmessungen weisen die Modellergebnisse zumeist geringere Feuchten auf, vor allem wenn berücksichtigt wird, dass die Feldmessungen jeweils nur Mittelwerte darstellen. Dennoch geben die gemessenen Feuchteschwankungen einen guten Eindruck des Tagesgangs und sind trotz großer Unsicherheiten innerhalb der Messmethodik signifikant.

7.2.3 Weddellmeer 2004/05 (*ISPOL*)

Patch 6

Die Untersuchungen während *ISPOL* auf Patch 6 (P6) repräsentieren Schollenteile mit einjähriger Schneeaufgabe. Die Schneedicke und -masse auf P6 betragen zu Beginn 32,0 cm bzw. $111,7 \text{ kg m}^{-2}$ (Abb. 7.2) und reduzieren sich innerhalb der Drift auf 8,1 cm bzw. $49,8 \text{ kg m}^{-2}$ (Abb. 7.10, Tab. 7.1). Dies entspricht einer mittleren

Abnahme von $0,72 \text{ cm d}^{-1}$ bzw. $1,86 \text{ kg d}^{-1} \text{ m}^{-2}$. Alle Schneeeigenschaften durchlaufen über den gesamten Zeitraum einen starken und sehr regelmäßigen Tagesgang, der wesentlich deutlicher ausgeprägt ist als während der *SEBISUP*-Messungen.

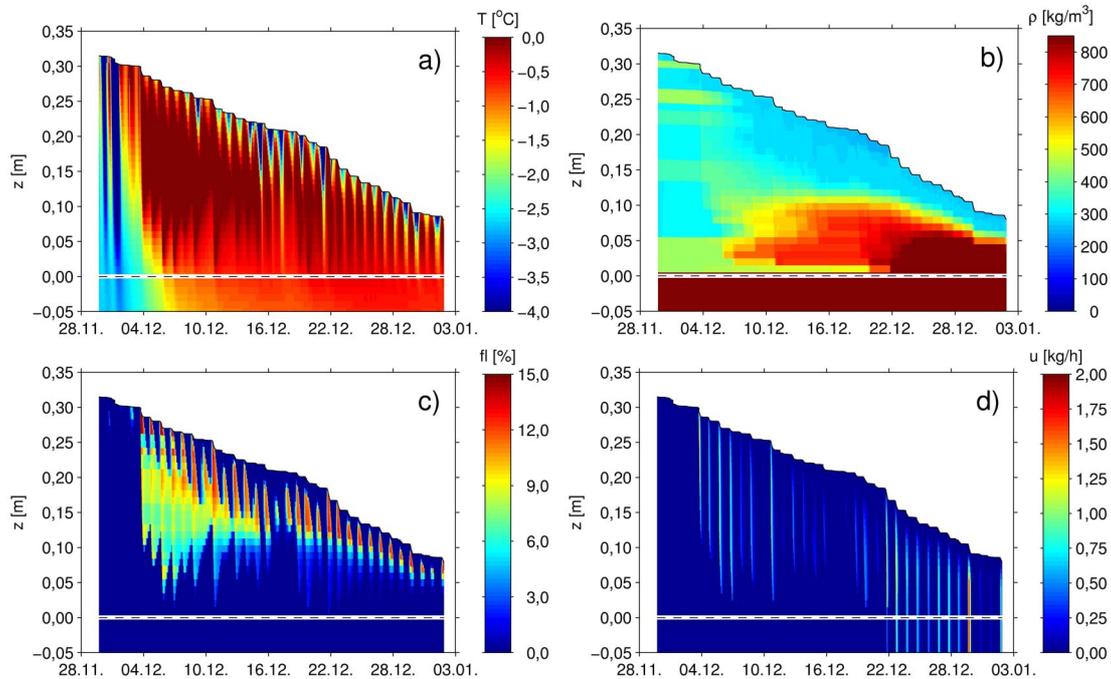


Abbildung 7.10: *ISPOL P6*: Modellergebnisse des Schnees und der obersten Meereisschichten (a) Temperatur (b) Dichte (c) Feuchte (d) Flüssigwasserfluss (nach unten gerichtet). Die Abbildungen enthalten keine Interpolation oder Glättung, sondern setzen sich aus farbigen Rechtecken zusammen, deren Größe der Dicke der Schicht und Länge des Zeitschritts entsprechen, sodass einzelne Schichten erkennbar sind. Die Abbildungen sind nur aus Darstellungsgründen an der Schnee-Meereis-Grenze (bei $z = 0$) unterbrochen. Die einhüllende Linie beschreibt die Schneeoberseite. Zur besseren Vergleichbarkeit ist die Zeitachse dieser Abbildung mit der von *ISPOL P8* (Abb. 7.11) identisch. Die initialen Schneeeigenschaften sind in Abbildung 7.2c dargestellt.

Aufgrund der Tagesgänge von Strahlung und Temperatur erwärmen sich die obersten 5 cm des Schnees ab dem 03.12.2004 täglich bis zum Schmelzpunkt (Abb. 7.10a) und kühlen jeweils nachts wieder so stark ab, dass das Schmelzwasser vollständig gefriert und zu trockenem Schnee an der Oberfläche führt. Die Abkühlung erfolgt jedoch nicht nur durch Wärmeleitung nach oben, sondern vor allem auch durch eine verstärkte Energieabgabe nach unten an das kältere Meereis. Die daraus resultierende langsame aber stetige Erwärmung des Meereises ist jedoch wesentlich geringer als die des Schnees, sodass die Funktion des Meereises als Kältequelle offensichtlich wird. Innerhalb des Schnees bildet sich vom 04. bis 15.12. ein ca. 10 cm dicker Bereich aus, welcher ganztägig nahe des Schmelzpunktes liegt und so auch während der Nacht nicht wiedergefroren. Die Dauer dieser Phase fällt mit gleichmäßig hohen Lufttemperaturen zusammen, welche erst ab dem 14.12. wieder ganztägig negativ werden.

Als Folge dessen wird der Schnee in der Mitte sehr nass ($> 8 \text{ \%}_{vol}$, Abb. 7.10c). Der gleichmäßige Tagesgang führt in Verbindung mit hohen Feuchten um die Mittags-

zeit zu signifikanten Schmelzwasserflüssen an 26 der 33 Tage dauernden Simulation (Abb. 7.10d). Entsprechend der Feuchte und der Schmelzwasserflüsse lösen sich die zu Beginn dichten Schichten bei $z = 0,15$ m und $z = 0,25$ m innerhalb der ersten Woche auf und tragen zur Ausbildung dichten Schnees auf dem Meereis bei. Dies wird besonders ab dem 07.12. offensichtlich (Abb. 7.10b) und führt als Kombination aus stetiger Verdichtung des Schnees und Wiedergefrieren von Schmelzwasser ab dem 20.12. zur Ausbildung von Aufeis. Die Aufeisbildung dauert bis zum 27.12. an, wenn die maximale Dicke von 5,8 cm erreicht wird (Abb. 7.3c).

Die ersten beiden Tage sind durch besonders hohe Windgeschwindigkeiten und damit verbundenen starken turbulenten Flüssen geprägt, die zu besonders hohen Verdunstungsraten führen (Abb. 7.7). Innerhalb dieser Tage verdunsten bereits 4,0 der insgesamt $22,5 \text{ kg m}^{-2}$ Schnee (Tab. 7.1).

Niederschläge während *ISPOL* werden im Modell nicht berücksichtigt, jedoch ist auch eine Fehlerabschätzung sehr schwierig, da die Niederschlagsdaten lediglich auf synoptischen Daten beruhen und somit am besten aus Schneemessungen abgeleitet werden können. Gleiches gilt für die folgenden Simulationen auf Patch 8.

Patch 8

Der mehrjährige Schnee auf der *ISPOL*-Scholle wird am Beispiel von Patch 8 (P8)

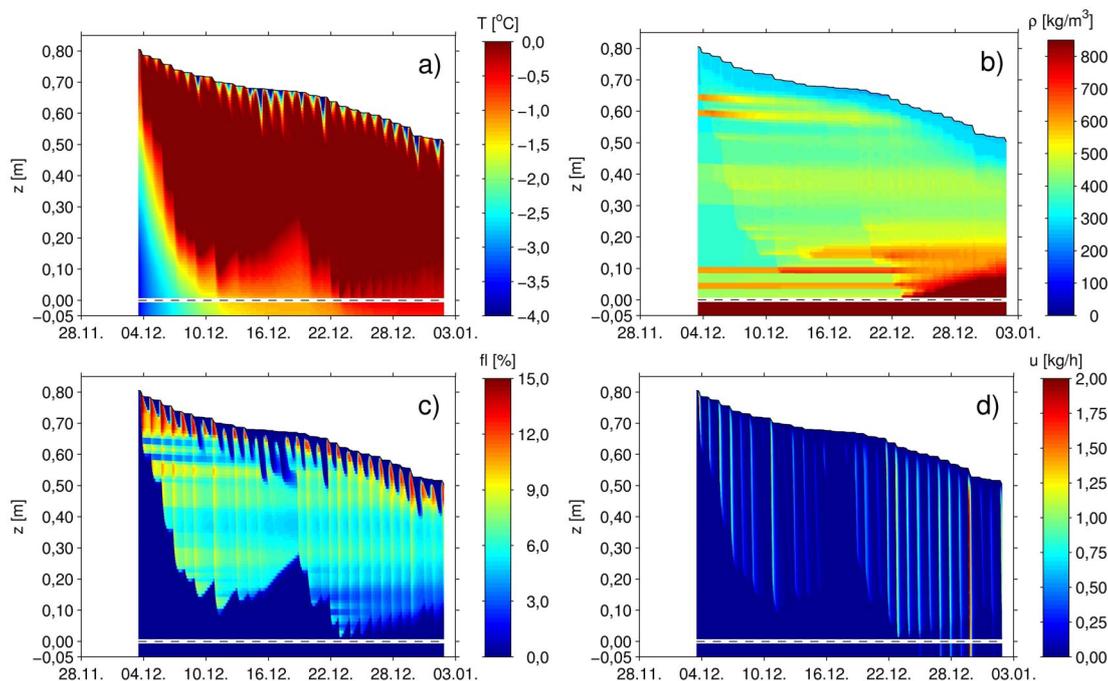


Abbildung 7.11: *ISPOL P8*: Modellergebnisse des Schnees und der obersten Meereisschichten (a) Temperatur (b) Dichte (c) Feuchte (d) Flüssigwasserfluss (nach unten gerichtet). Die Abbildungen enthalten keine Interpolation oder Glättung, sondern setzen sich aus farbigen Rechtecken zusammen, deren Größe der Dicke der Schicht und Länge des Zeitschritts entsprechen, sodass einzelne Schichten erkennbar sind. Die Abbildungen sind nur aus Darstellungsgründen an der Schnee-Meereis-Grenze (bei $z = 0$) unterbrochen. Die einhüllende Linie beschreibt die Schneeoberseite. Zur besseren Vergleichbarkeit ist die Zeitachse dieser Abbildung mit der von *ISPOL P6* (Abb. 7.10) identisch. Die initialen Schneeeigenschaften sind in Abbildung 7.2d dargestellt.

untersucht, auf dem anfänglich 81,0 cm Schnee mit einer Masse von $304,8 \text{ kg m}^{-2}$ liegen. Während der 29 Tage dauernden Simulation führen Kompaktion, Schmelzen ($18,0 \text{ kg m}^{-2}$) und Verdunstung ($18,4 \text{ kg m}^{-2}$) zu einer Abnahme des Schnees auf 50,6 cm und $268,4 \text{ kg m}^{-2}$ (Tab. 7.1). Damit fällt die Dickenabnahme (insgesamt 30,4 cm) mit $1,05 \text{ cm d}^{-1}$ wesentlich stärker aus, als auf P6, obwohl der Massenverlust geringer ist. Dies ist vor allem auf höhere Kompaktionsraten durch die größere Auflast zurückzuführen. Da die ersten Messungen von Schneeeigenschaften auf P8 erst 4 Tage später erfolgten als die auf P6, beginnt auch die Simulation entsprechend später und ist nicht von den hohen Verdunstungsraten Ende November betroffen. Nach dem 04.12. verhalten sich Schmelzen und Verdunstung sehr ähnlich zu denen von P6 (Abb. 7.7) und die Oberflächeneigenschaften zeigen ähnliche Tagesgänge. Die Veränderung der Schneeeigenschaften des dickeren Schnees sind in Abbildung 7.11 abgebildet.

Die internen Eigenschaften unterscheiden sich zwischen den beiden Teilschollen dagegen wesentlich und zeigen, dass sich der dickere Schnee stärker erwärmt und bereits ab dem 06.12. einen bis zu 0,50 m dicken nahezu isothermen Bereich nahe des Schmelzpunktes aufweist. Hier wirkt sich die tiefer liegende Schnee–Meereis–Grenze aus, die sich jedoch aufgrund der Gesamtdicke von 50 bis 80 cm nur auf einen kleineren Anteil des Schnees auswirkt.

Schneefeuchte und Schmelzwasserflüsse zeigen sehr ähnliche Muster, wie im dünnen Schnee, führen jedoch zu einem geringeren Massenverlust durch Schmelzen, da die Schmelzwasser bereits in der dickeren Schneeaufgabe wiedergefroren. Die Bildung von Aufeis ist dementsprechend der verstärkten Kompaktion zuzuschreiben.

7.3 Dekadische Variabilität der Schneebedeckung auf dem Kongsfjord

In diesem Kapitel werden die Feldmessungen und detaillierten Modellergebnisse vom Kongsfjord (*SEBISUP02* und *SEBISUP03*) im Zusammenhang mit langjährigen Beobachtungen an der Koldewey–Station in Ny–Ålesund diskutiert. Hierzu wird SNTHERM mit meteorologischen Stationsmessungen aus 10 Frühjahren angetrieben und mit einer mittleren Stratigraphie initialisiert, sodass eine Beurteilung der Repräsentativität der zuvor erzielten Resultate für die Kongsfjord–Region möglich ist. Größer skalige Modellstudien zu regionalen Unterschieden zwischen Arktis und Antarktis folgen im nächsten Abschnitt (Kap. 7.4). Beide Anwendungen zusammen erlauben die Klassifikation von Schneeschmelze und der daraus resultierenden Aufeisbildung in unterschiedlichen Regionen beider Polargebiete.

7.3.1 Vergleich meteorologischer Antriebsdaten zwischen der Koldewey–Station und Messungen auf Meereis

Bevor in diesem Kapitel die meteorologischen Daten der Koldewey–Station (Kap. 3.5) verwendet werden, um Schneeprozesse auf Meereis zu simulieren, werden diese mit den zeitgleich auf dem Meereis des Kongsfjordes gewonnenen verglichen. Die Entfernung zwischen beiden Messtationen beträgt ca. 10 km (Karte in Abb. 3.1). Dieser Vergleich ist notwendig, da nur so der Einfluss lokaler Effekte und des unterschiedlichen Untergrundes auf die Antriebsdaten und die Ergebnisse abzuschätzen sind.

Abbildung 7.12 zeigt die Differenzen zwischen den Messungen an Land und denen auf dem Eis, wobei negative Abweichungen größere Messwerte auf dem Eis bedeuten. Die Zeitreihen werden mit der zeitlichen Auflösung des Modellantriebs von 10 min dargestellt, sodass auch hochfrequente Unterschiede zwischen beiden Standorten offensichtlich werden (Tab. 7.2).

Die kurzwelligeren ($S\downarrow$) und langwelligeren ($L\downarrow$) Strahlungseinträge aus der Atmosphäre unterliegen zu einzelnen Zeitpunkten Unterschieden von bis zu 200 bzw. 100 W m^{-2}

Tabelle 7.2: Abweichungen zwischen zeitgleichen meteorologischen Messungen an der Koldewey–Station und auf dem Meereis des Kongsfjord für die Zeiträume *SEBISUP02* und *SEBISUP03*. RMS–Abweichungen sind basierend auf exakten Antriebsdaten (10 min–Werte, $n=4609$) und basierend auf Tagesmitteln (24 h–Werte, $n=17$) angegeben. Der Mittelwert stellt das arithmetische Mittel der gesamten Zeiträume dar. Negative Differenzen bedeuten größere Messwerte auf dem Eis. Zugehörige Zeitserien sind in Abbildung 7.12 dargestellt.

Parameter	Einheit	RMS (10 min)		RMS (24 h)		Mittelwert	
		2002	2003	2002	2003	2002	2003
$S\downarrow$	W m^{-2}	57,89	53,34	18,71	17,17	-0,63	-9,68
$S\uparrow$	W m^{-2}	52,58	39,11	30,65	14,35	19,30	-9,63
$L\downarrow$	W m^{-2}	13,33	26,10	5,14	17,93	1,74	6,92
$L\uparrow$	W m^{-2}	9,80	7,76	4,35	6,22	-0,71	-5,42
α		0,18	0,08	0,16	0,04	0,12	-0,01
t_{air}	$^{\circ}\text{C}$	3,90	0,85	3,23	0,28	-3,04	0,08
rh	%	13,45	22,61	11,20	24,95	11,10	17,12
v	m s^{-1}	1,34	1,60	1,08	1,27	1,01	0,77

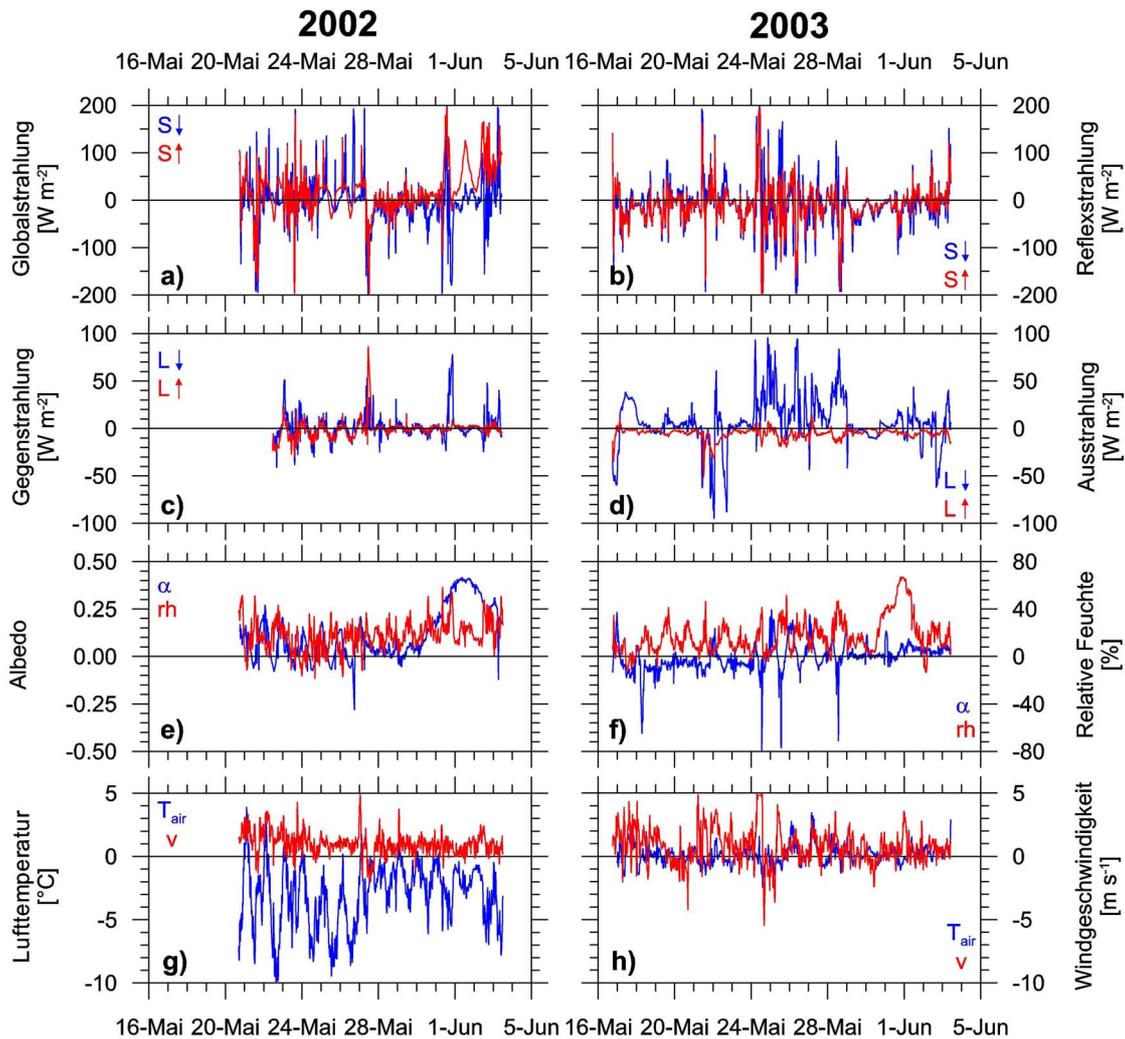


Abbildung 7.12: Differenz zwischen meteorologischen Messungen an der Koldewey–Station und auf dem Meereis. (a und b) Einfallende (S_{\downarrow}) und reflektierte (S_{\uparrow}) kurzwellige Strahlung, (c und d) langwellige Gegen– (L_{\downarrow}) und Ausstrahlung (L_{\uparrow}), (e und f) Albedo (α) und relative Luftfeuchtigkeit (rh) und (g und h) Lufttemperatur (T_{air}) und Windgeschwindigkeit (v). Die linken Achsenbeschriftungen gehören jeweils zur blauen, die rechten zur roten Zeitreihe. Die Differenz wurde als Koldewey – Meereis gebildet, sodass negative Werte größere Messwerte auf dem Eis bedeuten. Mittelwerte der Messungen und RMS–Abweichungen sind in Tabelle 4.1 bzw. 7.2 zusammengefasst.

(Abb. 7.12a–d), die sich vor allem durch die räumliche Distanz erklären lässt. So verändert sich die Bewölkung an beiden Stationen nicht gleichzeitig und die RMS–Abweichungen der zeitlich voll aufgelösten Zeitserien, die hochfrequente Veränderungen beinhalten, sind bis zu drei mal größer als die der Tagesmittelwerte, die lediglich bilanzierend zu betrachten sind (Tab. 7.2). Zusätzlich zeigt Abbildung 7.12a, dass die Unterschiede unter konstant starker Bewölkung wesentlich kleiner sind als unter geringen Bewölkungsgraden.

Die langwellige Ausstrahlung (L_{\uparrow}) weist mit $< 10 \text{ W m}^{-2}$ geringere RMS–Abweichungen auf, da sich hierin die Oberflächentemperatur widerspiegelt, welche zumeist nahe des Schmelzpunktes lag. Die negativen Mittelwerte (-0.71 und -5.42 W m^{-2}) während beider Zeiträume lassen darauf schließen, dass die Oberflächentemperatur auf dem Meereis höher war, da sich der Schnee dort schneller erwärmt.

Die Mittelwerte über die Simulationszeiträume unterscheiden sich dagegen in geringem Ausmaß in beiden Jahren und zeigen, dass sich vor allem im Jahr 2003 der kurzwellige Netto-Strahlungsfluss ($= S_{\downarrow} - S_{\uparrow}$) zwischen Messungen an der Koldewey-Station und auf dem Eis kaum unterscheidet ($-0,05 \text{ W m}^{-2}$, Tab. 7.2).

Die reflektierte kurzwellige Strahlung (S_{\uparrow}) spiegelt vor allem die in Abbildung 7.12e&f dargestellte Albedo wider, die insbesondere nach dem 29.05.2002 bemerkenswerte Unterschiede aufweist. Bis zum 01.06. nahm die Albedo auf dem wesentlich schneller ab als auf dem Festland und führte zu einer Albedo-Differenz von bis zu 0,45. Anschließend reduzierte sich der Unterschied ebenfalls innerhalb von 2 Tagen und die letzten Werte lassen darauf schließen, dass im weiteren Verlauf die Albedo an Land geringer war als auf dem Fjord.

Diese Entwicklung kann mit dem unterschiedlichen Untergrund erklärt werden. Zunächst ist die Schneedicke auf dem Festland höher als auf dem Meereis, da sich der Schnee dort über den gesamten Winter akkumuliert, während er sich auf dem Fjord erst nach der Bildung des Meereis ansammeln kann. Durch das starke Schmelzen und die geringere Schneedicke nimmt die Albedo über dem zunächst Meereis besonders schnell ab und wird durch die höhere Meereistemperatur im Vergleich zum gefrorenen Untergrunde an Land verstärkt. Mit fortschreitendem Schmelzen an Land reduzierte sich der Unterschied und kehrt sein Vorzeichen um, wenn der Schnee an Land geschmolzen, der Fjord aber (noch) mit Meereis bedeckt ist.

Für das Jahr 2003, in dem es auch zum Ende der Feldmessungen noch einen Schneerest auf dem Meereis gab, beträgt der Unterschied der Albedo lediglich $-0,01$.

Die Messungen der Lufttemperatur (T_{air}), relativen Luftfeuchtigkeit (rh) und Windgeschwindigkeit (v) unterscheiden sich in deutlich geringerem Ausmaß, mit Ausnahme von T_{air} im Jahr 2002, deren Abweichung bereits in Kapitel 4.3 auf den Strahlungsfehler am Sensor zurückgeführt wurde. Die Koldewey-Station weist hierbei in beiden Jahren etwas höhere rh und v -Werte auf (Tab. 7.2), was mit ihrer Lage am Fuße des Zeppelinfjellet (Karte in Abb. 3.1) erklärt werden kann.

Insgesamt zeigt sich, dass vor allem die für den Antrieb des Modells notwendigen meteorologischen Größen gute Übereinstimmungen aufweisen, und dass ihre RMS-Abweichungen insbesondere im Tagesmittel nur gering sind. Lediglich gegen Ende der Ablation des Schnees ist zu erwarten, dass sich die unterschiedliche Albedo auf Q_S und damit den Energieeintrag in das Gesamtsystem auswirkt. Hier zeigt der Vergleich der beiden Jahre jedoch, dass dies nicht in allen Jahren in gleichem Maße gegeben sein muss.

7.3.2 Simulation der Schneeeigenschaften in den Jahren 1994 bis 2003

Die Simulationen beginnen jeweils am 01.04. und enden, wenn der gesamte Schnee verschwunden ist. Basierend auf den Ergebnissen der vorangegangenen detaillierten Simulationen zu den Schneeaufgaben im Kongsfjord in 2002 und 2003 sowie unter Einbezug der Ergebnisse von Gerland *et al.* (2004) werden Schneedicken von $0,20 \text{ m}$ und -dichten von 350 kg m^{-3} angenommen. Da für alle anderen Jahre keine detaillierten Stratigraphien oder weitergehende Informationen über den Schnee vorliegen,

beginnen alle Simulationen mit dem gleichen homogenen Schnee. Die Temperatur und Korngröße, deren Initialisierung von geringer Bedeutung sind (Kap. 6.4), werden ebenfalls homogen als $-3,0\text{ °C}$ bzw. $0,5\text{ mm}$ gewählt. Das Meereis entspricht dem bereits mehrfach erwähnten Standard.

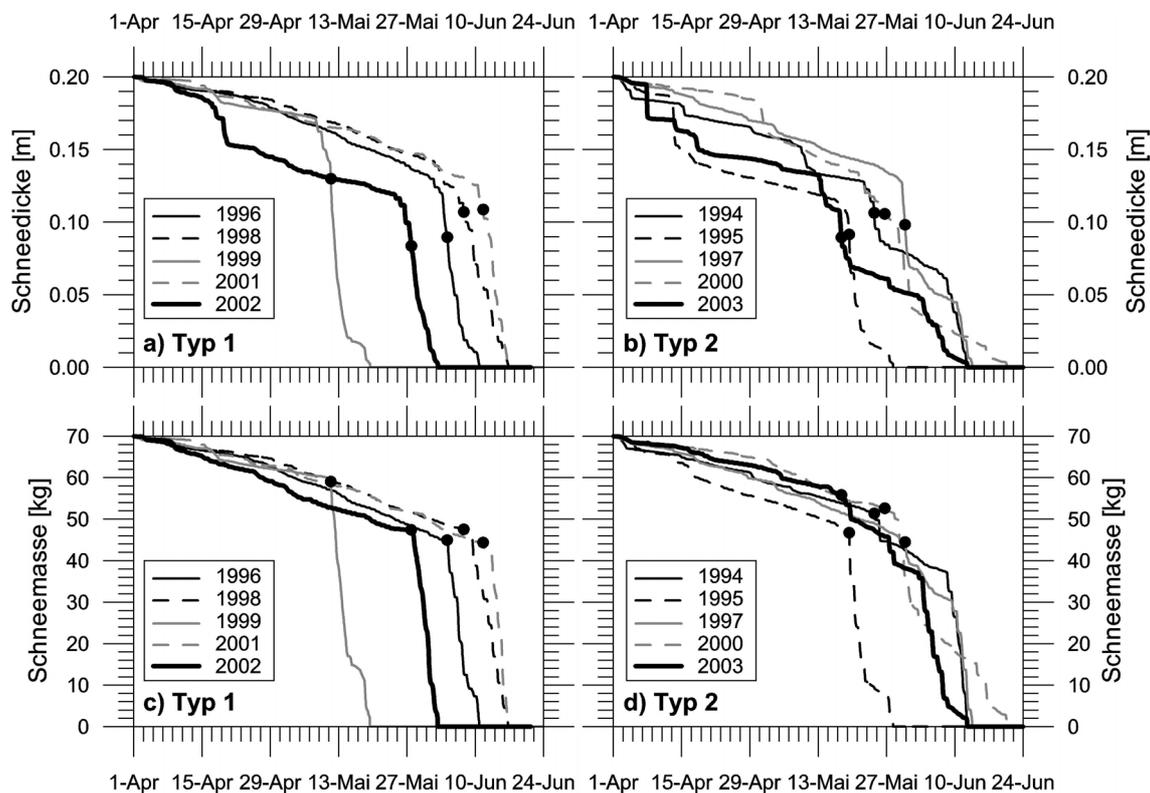


Abbildung 7.13: (a und b) Simulierte Schneedicken und (c und d) –massen im Kongsfjord für die Jahre 1994 bis 2003. Die Aufteilung in die beiden Teilgrafiken entspricht der Klassifikation in zwei Typen. Die Punkte geben den Schmelzbeginn an (Tab. 7.3).

Die 10 Jahre von 1994 bis 2003 lassen sich anhand der Entwicklung ihrer Schneedicke und –masse in zwei Typen (Typ 1 und Typ 2) aufteilen (Abb. 7.13). Beide Typen treten im untersuchten Zeitraum fünf mal in unregelmäßiger Abfolge auf. Dies lässt die Schlussfolgerung zu, dass die im Folgenden beschriebenen Unterschiede charakteristisch sind, nicht aber, dass sie notwendigerweise stets gleich verteilt auftreten müssen. Typ 1 zeichnet sich bis zum Schmelzbeginn durch eine gleichmäßige Abnahmerate der Schneedicke und –masse von $1,4\text{ mm d}^{-1}$ bzw. $0,31\text{ kg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ aus, welche mit einsetzendem Schmelzen abrupt auf 15 mm d^{-1} bzw. $7,2\text{ kg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ ansteigt und bis zum vollständigen Verschwinden des Schnees anhält (Abb. 7.13a&c und Tab. 7.3). Bei Typ 2 dagegen verlaufen die Abnahmen von Dicke und Masse weder gleichförmig noch parallel. Während die Masse zunächst ebenfalls durch Verdunstung reduziert wird, erfährt die Schneedicke eine stufenweise Abnahme, die auch vor Schmelzbeginn Phasen hoher Kompaktion erfährt. In diesen Phasen kommt es zu oberflächennahem Schmelzen, das jedoch nur von kurzer Dauer ist und dessen Schmelzwasser die Schnee–Eis–Grenze nicht erreicht, d. h. die formalen Bedingungen des Schmelzbeginns nicht erfüllt.

Tabelle 7.3: Schmelzsaison-Parameter nach Typen und Jahren sortiert. \emptyset bezeichnet das arithmetische Mittel, t_{sup} und Δt_{sup} bezeichnen das erste Auftreten bzw. die Lebensdauer von Aufeis.

Jahr	Typ	t_{onset}		$(t(z_s = 0))$		Δt Tage	t_{sup}		Δt_{sup}	f_{evap}
		Tag	Datum	Tag	Datum		Tag	Tage		
1996	1	155,23	04.06.	161,77	10.06.	6,5	154,56	03.06.	7,08	0,64
1998	1	158,63	07.06.	167,69	16.06.	9,1	158,55	07.06.	8,93	0,52
1999	1	131,39	11.05.	139,42	19.05.	8,0	131,43	11.05.	4,23	0,59
2001	1	162,60	11.06.	167,70	16.06.	5,1	162,59	11.06.	4,79	0,52
2002	1	147,86	27.05.	153,29	02.06.	5,4	146,61	26.05.	4,15	0,50
\emptyset	1	151,14	31.05.	157,97	06.06.	6,8	150,75	30.05.	5,83	0,55
1994	2	144,48	24.05.	163,48	12.06.	19,0	144,50	24.05.	18,96	0,60
1995	2	139,34	19.05.	148,36	28.05.	9,0	103,56	13.04.	44,08	1,05
1997	2	150,80	30.05.	164,57	13.06.	13,8	150,74	30.05.	13,61	1,10
2000	2	146,64	26.05.	171,64	20.06.	25,0	146,57	26.04.	25,05	1,01
2003	2	137,75	17.05.	163,52	12.06.	25,8	137,55	17.05.	21,10	0,50
\emptyset	2	143,80	23.05.	162,31	11.06.	18,5	136,62	16.05.	24,56	0,85
\emptyset	1+2	147,47	27.05.	160,14	09.06.	12,7	143,67	23.05.	15,20	0,70

Im Jahr 2002 kommt es am 21.04. zu einer solchen (Schmelz-) Phase. Da sich der weitere Verlauf jedoch analog zu den anderen Jahren des Typ 1 verhält, wird auch 2002 dem Typ 1 zugeordnet. Dieser Fall zeigt zugleich, dass die Unterscheidung der Typen nicht immer eindeutig ist. Des Weiteren zeigt diese Analyse, dass die beschriebenen Unterschiede während der beiden Expeditionen sehr typisch für die Region sind, da die Messungen während *SEBISUP02* zu Typ 1 und die während *SEBISUP03* zu Typ 2 zählen.

Wie in Abbildung 7.14a dargestellt, variiert der Schmelzbeginn auf dem Kongsfjord zwischen dem 11.05. und dem 11.06. mit einem Mittelwert am 27.05. . Hierbei weisen Jahre des Typ 1 im Mittel einen späteren Schmelzbeginn auf (31.05.) als solche des Typ 2 (23.05.; Tab. 7.3), auch wenn das Jahr mit dem frühesten Schmelzbeginn (1999) ebenfalls zu diesem Typus zählt. Analog hierzu verhält sich der Zeitpunkt des vollständigen Verschwindens des Schnees uneinheitlich, jedoch dauert die Schmelzphase von Typ 2 fast drei mal so lange an wie die von Typ 1 (18,5 gegenüber 6,8 Tage; Tab. 7.3).

Die hier erzielten Modellergebnisse basieren auf den Antriebsdaten der Koldewey-Station und geben die Beobachtungen der Feldmessungen in 2002 und 2003 sehr gut wieder. Der Schmelzbeginn fand bei *SEBISUP02* ebenfalls am 27.05. statt, die Schmelzphase dauerte bis zum 06.06. und der Zeitraum, in dem sich das Aufeis bildete und wieder zerfiel, betrug jeweils vier Tage (Abb. 7.14a). Im folgenden Jahr (2003) wurde beobachtet, dass das Schmelzen auf dem Meereis bereits zu Beginn der Beobachtungen (17.05.) eingesetzt hatte und an deren Ende (02.06.) noch nicht abgeschlossen war. Ebenso erstreckte sich die Anwesenheit von Aufeis über einen deutlich längeren Zeitraum als in 2002.

Abbildung 7.14b zeigt die relative Verdunstung f_{evap} (Gl. 6.4) für die einzelnen Jahre. In der Kongsfjord-Region wird die Ablation durch Schmelzen dominiert ($f_{evap} =$

0,70, Tab. 7.3) und nur in den Jahren 1995, 1997 und 2000, die alle zu Typ 2 gehören, ist $f_{evap} > 1$ ist. Eine direkte Verbindung zwischen f_{evap} und Schmelzbeginn bzw. -dauer oder der zuvor eingeführten Klassifikation kann jedoch nicht hergestellt werden.

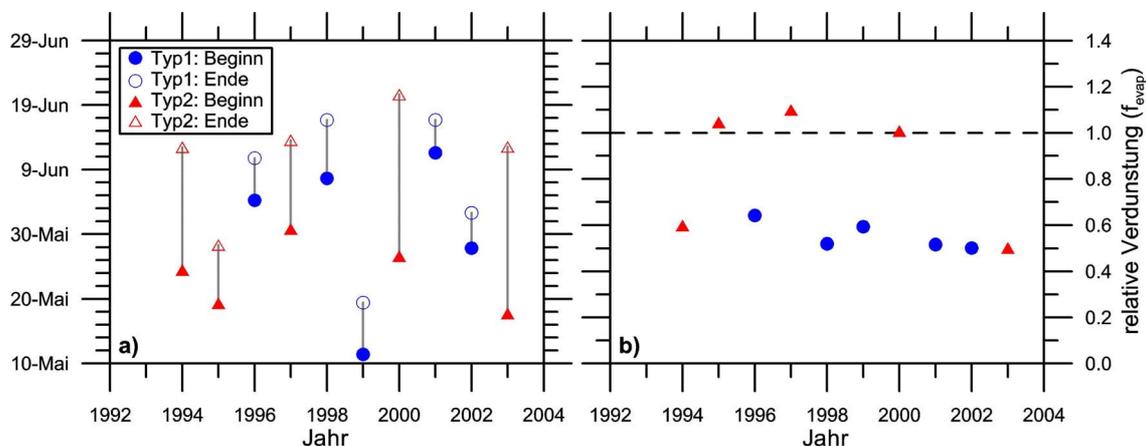


Abbildung 7.14: (a) Schmelzbeginn und Ablationsende und (b) Anteil von verdunstetem zu geschmolzenem Schnee (f_{evap} , Gl. 6.4) für jedes Jahr von 1994 bis 2003 im Kongsfjord.

Die Entwicklung der Aufeisdicke und -lebensdauer ist in Abbildung 7.15 dargestellt und zeigt ebenfalls wesentliche Unterschiede zwischen den Jahren der beiden Typen. Entsprechend des Schmelzverhaltens bildet sich Aufeis bei Typ 1 sehr schnell, zerfällt aber innerhalb von nur 4 bis 9 Tagen wieder. Dagegen überdauert das Aufeis des Typ 2 bis zu 44 Tage. Die Bildung spielt sich zumeist episodisch und innerhalb kurzer Zeiträume ab, da sie direkt mit dem Schmelzwasserfluss korreliert ist. Der Zerfall gibt die Abnahme der Schneedicke wieder. Eine Ausnahme bildet das Jahr 1995 mit einer ersten Aufeisbildung am 13.04., welche auf starke Kompaktion kombiniert mit internem Schmelzen zurückzuführen ist, bei der das Schmelzwasser jedoch wiedergefroren bevor es die Schnee-Eis-Grenze erreicht.

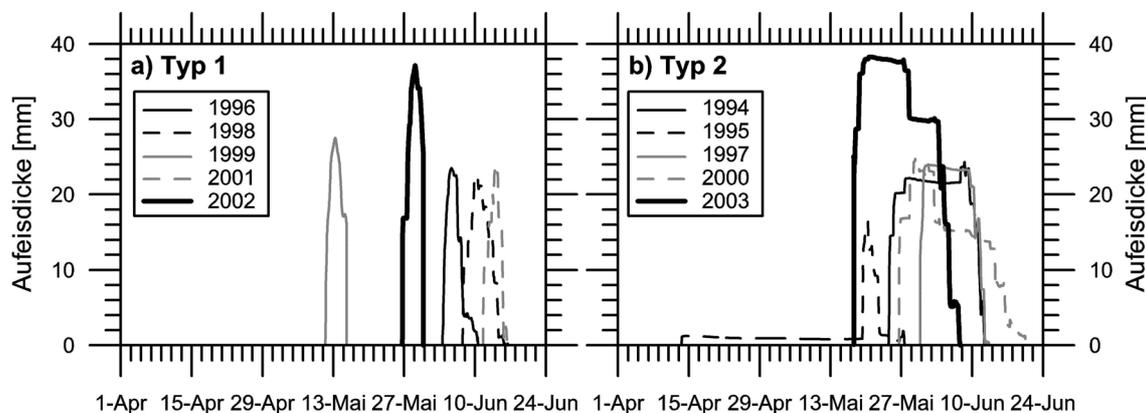


Abbildung 7.15: Simulierte Aufeisdicke im Kongsfjord für die Jahre 1994 bis 2003. Die Aufteilung in die beiden Teilgrafiken entspricht der Klassifikation als (a) Typ 1 und (b) Typ 2.

Die ansonsten auffällige zeitliche Nähe des Schmelzbeginns und der Aufeisbildung sowie die deren Entwicklung werden vor allem in Tabelle 7.3 und beim Vergleich der Abbildungen 7.15 und 7.13 offensichtlich. Sie begründen sich nur teilweise aus der prognostischen Berechnung des Aufeises (Kap. 6.2), hängen viel mehr auch über die auftretenden Schmelzwasserflüsse voneinander ab.

Maximale Dicken des Aufeises variieren zwischen 15 und 38 mm (Abb. 7.15) und geben dabei die Masse des Schnees wieder, die nicht verdunstet (vgl. Aufeisberechnung im Modell in Kap. 6.2). Für den Vergleich mit Feldmessungen sei hier darauf hingewiesen, dass Aufeisdicken unterhalb von 10 mm kaum bis gar nicht zu messen und zu quantifizieren sind, auch wenn sie in numerischen Resultaten (wie diesen hier) gut zu erkennen sind. Entsprechend ist zu erwarten, dass Feldbeobachtungen vor allem für die lang anhaltenden Zeiträume von Typ 2 wesentlich geringere Werte liefern als entsprechende Modelldaten.

7.4 Unterschiede im Ablationsverhalten von Schnee auf arktischem und antarktischem Meereis

Eine dritte Gruppe von Modellanwendungen bilden regionale Studien, deren Ziel das Aufzeigen grundlegender Unterschiede in Beginn, Dauer und Verlauf der Schneeschmelze auf arktischem und antarktischem Meereis ist. Hierzu wurde das Modell mit Re-Analysedaten entlang sieben meridionaler Schnitte durch die Arktis bzw. Antarktis angetrieben. Die Ergebnisse dieser Studie sind zum Großteil bereits in Nicolaus *et al.* (2006) veröffentlicht, werden hier jedoch noch einmal ausführlicher dargestellt und diskutiert.

7.4.1 Re-Analyse Antriebsdaten

Die Nutzung von Re-Analysedaten zum (atmosphärischen) Antrieb des numerischen Modells bietet die Möglichkeit, Untersuchungen flächendeckend und über lange Zeiträume in beiden Polarregionen durchzuführen, ohne auf eigene Feld- oder Stationsmessungen angewiesen zu sein. Re-Analysen werden von verschiedenen Instituten zur Verfügung gestellt und haben sich als Antriebsdaten für numerische Modelle unterschiedlichster Art bewährt. Die Datensätze unterscheiden sich vor allem in den ihnen zugrunde liegenden Modellen und Beobachtungen. Die Endprodukte liegen dann auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Gittern vor und umfassen verschiedene, teilweise abgeleitete Parameter. Ein Datensatz für die hier durchgeführten Modellstudien muss folgende Anforderungen erfüllen:

- Zeitliche Auflösung von mindestens 6 Stunden zur Beschreibung von Tagesgängen (Kap. 6.4)
- Vollständige räumliche Abdeckung beider Untersuchungsgebiete
- Freie Verfügbarkeit der notwendigen Antriebsparameter ($S\downarrow$, $L\downarrow$, T_{air} , v , rh) über mindestens 10 Jahre in 1 bis 2 m Höhe, um allgemeine Aussagen treffen zu können

Diese Anforderungen werden von zwei Datensätzen erfüllt:

1. Der Datensatz des National Centers for Environmental Prediction (NCEP, Camp Springs, USA) und National Center for Atmospheric Research (NCAR, Boulder, USA) umfasst vier Werte pro Tag (00:00, 06:00, 12:00 und 18:00 Uhr UTC) und wird stets aktualisiert, sodass er für alle Expeditionszeiträume verfügbar ist. Nachteilig ist, dass die Re-Analyse der Strahlungsgrößen auf einem Gauss'schen T62 Gitter² vorliegen, während die relative Feuchte (rh) auf einem $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ Gitter verfügbar ist. So muss rh auf das Gitter der Strahlungsdaten interpoliert werden.

²Bei einem Gauss'schen Gitter sind die Längen gleichmäßig verteilt (hier alle $1,875^\circ$, 192 Punkte), während es nur ca. halb so viele Breitenpunkte (hier 94) gibt, deren Lage mit Hilfe der Gauss'schen Quadratur berechnet wird. Es gibt keinen Gitterpunkt an den Polen, die höchste Breite beträgt $88,542^\circ$.

2. Der ERA-40 Datensatz des European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF, Reading, UK) hat die gleiche zeitliche Auflösung von sechs Stunden, liegt jedoch auf einem homogenen $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ Gitter vor. Die relative Feuchte kann hier explizit über den Dampfdruck e und den Sättigungsdampfdruck E mit der Magnusformel aus der trockenen Lufttemperatur T_{air} und dem Taupunkt T_d in 2 m Höhe errechnet werden. Hierbei ist zu beachten, dass die angegebenen Koeffizienten nur für den hier vorliegenden Fall, Messung über Schnee oder Eis, gültig sind:

$$e = 6,1078 \text{ hPa} * 10^{\frac{9,5 * T_d}{265,5^\circ C + T_d}}, \quad (7.1)$$

$$E = 6,1078 \text{ hPa} * 10^{\frac{9,5 * T_{air}}{265,5^\circ C + T_{air}}}, \quad (7.2)$$

$$rh = 100 * \frac{e}{E}. \quad (7.3)$$

Über diese beiden Datensätze hinaus ist zusätzlich der Datensatz des Polar Exchange at the Sea Surface (POLES, University of Seattle, USA) erwähnenswert, da er speziell für Anwendungen in Polarregionen erstellt wurde. Leider verfügt dieser nur über tägliche Mittelwerte und kann somit nicht angewandt werden.

Tabelle 7.4 ist ein Vergleich der Datensätze NCEP/NCAR, ECMWF mit den Messungen an der Koldewey-Station und auf dem Eis während *SEBISUP02*, dem einzigen Zeitraum für den vier Datenreihen vorliegen. Die Daten zeigen, dass mit Ausnahme der Windgeschwindigkeit, die lokal durch den Fjord geprägt und somit schwierig zu vergleichen ist, die Abweichungen zwischen Feldmessungen und NCEP/NCAR deutlich größer sind als die zu den ECMWF-Antriebsdaten. Dies gilt vor allem für die Strahlungsdaten, bei denen die RMS-Abweichungen der Tagesmittel etwa zwei bis sechs mal größer sind als die der Koldewey- und ECMWF-Daten. Dieses Ergebnis spiegelt sich in Analysen des Schmelzverlaufes und physikalischer Eigenschaften des Schnees wider, sodass hier die ERA-40 Daten (ECMWF) verwendet wurden.

Tabelle 7.4: RMS-Abweichungen von den Feldmessungen *SEBISUP02* der für den Modellantrieb relevanten Parameter. Diesen Werten liegen Tagesmittel zugrunde. Die nach oben gerichteten Strahlungsflüsse werden nicht aufgeführt, da sie für ECMWF und NCEP/NCAR nicht vorliegen und im Modell errechnet werden.

Datensatz	T_a [°C]	rh [%]	v [m s ⁻¹]	$S\downarrow$ [W m ⁻²]	$L\downarrow$ [W m ⁻²]
Koldewey	0,11	12,80	0,91	27,12	4,62
ECMWF	0,67	19,51	3,85	32,87	13,46
NCEP/NCAR	1,73	30,13	3,06	82,24	28,58

Es ist vermutlich ebenfalls möglich, aus den NCEP/NCAR-Re-Analysen Datensätze zu kompilieren, die zu größeren Übereinstimmungen mit den Felddaten führen, z. B. indem die Parametrisierung der Strahlung über den Wolkenbedeckungsgrad in unterschiedlicher Komplexität erfolgt. Da hier jedoch keine Vergleichsuntersuchung verschiedener Re-Analysedatensätze durchgeführt werden soll, wurde auf derartige Untersuchungen verzichtet.

Da die Quantifizierung der Verdunstung von Schnee bei der Analyse der hier vorgestellten Regionalstudien einen wesentlichen Aspekt darstellt, spielt vor allem die Oberflächentemperatur des Schnees eine wesentliche Rolle. Sie dominiert in erster Linie den turbulenten Austausch von Wärme und Feuchte. Aus diesem Grund vergleicht Abbildung 7.16 beispielhaft für einen Ort im Weddellmeer ($76,5^\circ\text{S}$ und $55,0^\circ\text{W}$ im Jahr 2000) die Oberflächentemperaturen, die den verwendeten ECMWF Re-Analysen zugrunde liegen, mit denen, die durch SNTHERM errechnet wurden. Für die Tagesmittelwerte zeigt Abbildung 7.16a eine sehr gute Übereinstimmung mit einer RMS-Abweichung von $1,2^\circ\text{C}$. Die ECMWF-Daten sind im Mittel um $0,1^\circ\text{C}$ wärmer und erreichen explizit den Schmelzpunkt von $0,0^\circ\text{C}$. Dagegen beträgt die maximale Temperatur im Modell $-0,027^\circ\text{C}$, darüber wird der Schmelzbereich erreicht.

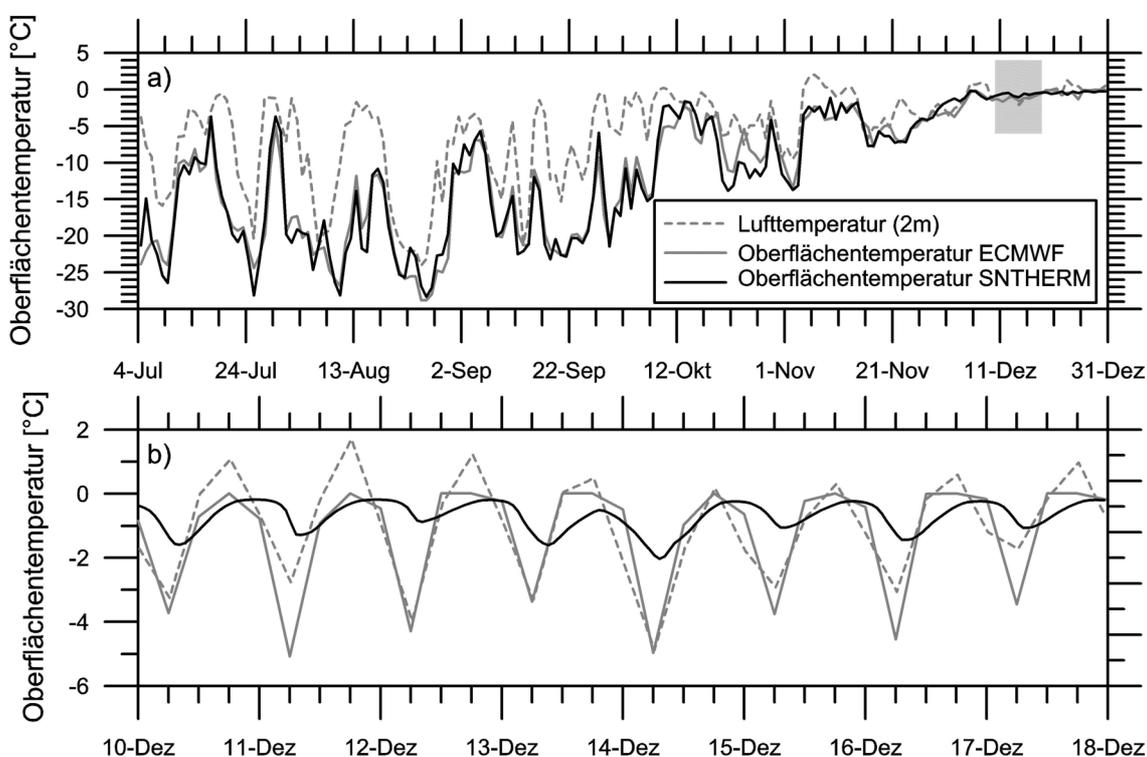


Abbildung 7.16: Oberflächentemperatur aus ECMWF-Daten und Modellergebnissen (SN-THERM) sowie Lufttemperatur in 2 m Höhe aus ECMWF-Daten, die ebenfalls in SN-THERM verwendet wurde, für $76,5^\circ\text{S}$ und $55,0^\circ\text{W}$ im Jahr 2000. (a) Tagesmittelwerte. Die grau hinterlegten Daten des Dezembers sind in (b) mit der vollen zeitlichen Auflösung von 15 min (SN-THERM) bzw. 6 h (ECMWF) dargestellt.

Über den Vergleich mittlerer Temperatur hinaus zeigt Abbildung 7.16b, dass der Tagesgang der Temperatur in SN-THERM gegenüber den ECMWF-Daten (und dem atmosphärischen Antrieb in 2 m Höhe) wesentlich geringer ausgeprägt ist und mit einer Verzögerung von bis zu 6 h auftritt. Diese Unterschiede lassen sich auf die Komplexität zurückführen, mit denen die Schneetemperatur in den Modellen berechnet wird.

Im ECMWF Modell IFS (<http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs>), das den Re-Analysedaten zugrunde liegt, wird das Meereis durch vier Schichten ohne Schneeaufgabe beschrieben. Die Oberflächentemperatur wird in einer masselosen Schicht aus der Oberflächenenergiebilanz errechnet und reagiert instantan auf Änderungen z. B. des Strahlungsantriebs, d. h. sie besitzt keine Wärmekapazität. Im Gegensatz dazu ist SNTHERM ein Energiebilanzmodell, in dem Massen- und Energietransport inklusive Schmelzen und Gefrieren explizit in mehreren Schneeschichten berechnet werden. Zusätzlich berücksichtigt das Schneemodell die thermodynamischen Auswirkungen des Meereises. Beides führt dazu, dass Wärmeenergie im Schnee gespeichert werden und zu anderen Zeitpunkten wieder freigegeben werden kann, sodass die Oberflächentemperatur nicht instantan reagiert.

Da es in einem derartigen eindimensionalen Modell nicht möglich ist, eine Rückkopplung mit der Atmosphäre zu berücksichtigen, stellt die Atmosphäre für den Schnee eine unendliche Quelle oder Senke von Energie und Masse dar. Die Stabilität der atmosphärischen Grenzschicht wird lediglich über Koeffizienten in der Parametrisierung der turbulenten Flüsse berücksichtigt. Folglich können die Unterschiede in Phase und Amplitude von Tagesgängen (Abb. 7.16) zu starken, eventuell überschätzten, turbulenten Flüssen führen, welche zu einer überhöhten Verdunstung des Schnees führen.

7.4.2 Modellregionen, –antrieb und –initialisierung

Regionen

Abbildung 7.17 zeigt die insgesamt 42 Orte, auf die das Schneemodell angewandt wurde. Sie werden in 5 arktische (Nansen inkl. Nordpol, Greenland, Beaufort, Siberian und Svalbard) und drei antarktische (Weddell, Ross und Indian) Profile gegliedert, welche sich meridional von niederen Breiten zum Nordpol bzw. zum antarktischen Kontinent erstrecken. Die Bezeichnungen der Profile werden in dieser Arbeit entsprechend ihrer englischen Schreibweise verwendet, damit sie gegenüber der Veröffentlichung in Nicolaus *et al.* (2006) unverändert bleiben.

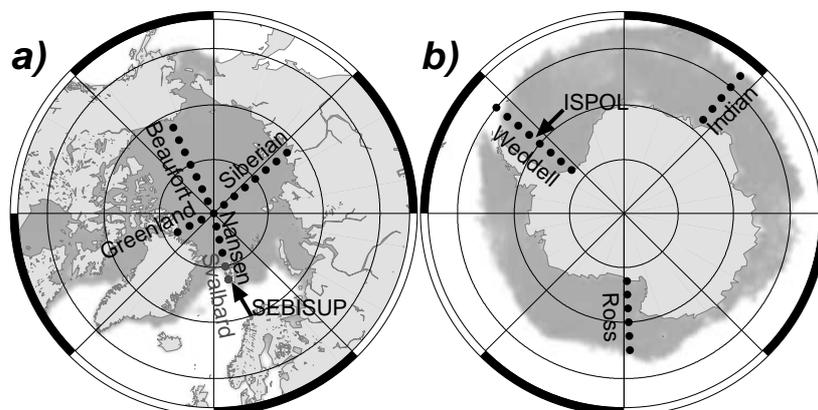


Abbildung 7.17: Karte der Modellregionen in (a) Arktis und (b) Antarktis. Die Orte der Feldmessungen sind mit schwarzen Pfeilen markiert und die Profile der Modellstudien sind entsprechend ihrer Verwendung im Text benannt. Svalbard ist grau abgesetzt, da es untypisch für arktische Bedingungen ist. Die grau schattierten Flächen zeigen die aus passiven Mikrowellendaten abgeleitete Meereisausdehnung am 01. März 2002 (Arktis) bzw. 01. September 2002 (Antarktis).

Tabelle 7.5: Wesentliche Studien von Schnee und Meereis in den Regionen der Modellstudien (Abb. 7.17) sowie in der Ostsee. Fett gedruckte Projekte werden in dieser Arbeit ausführlich behandelt. Die Messungen in der Ostsee werden aufgeführt, da sie zum Großteil parallel zu dieser Arbeit stattfanden und mehrfach zitiert werden. Die aufgeführten Literaturstellen weisen jeweils auf für diese Arbeit wesentliche Veröffentlichungen hin und geben zumeist keine vollständige Übersicht der einzelnen Projekte wieder.

Region	Projekt	Zeitraum (Monat/Jahr)	Literatur
Arktis			
Svalbard	SEBISUP	05–06 / 2002	Nicolaus <i>et al.</i> (2003)
		05–06 / 2003 04–06 / 1998 + 1999	Gerland <i>et al.</i> (1999b) Gerland <i>et al.</i> (2004)
Greenland	GreenICE	05 / 2003 + 2004 + 2005	
Beaufort	SHEBA	10 / 1997 bis 10 / 1998	Perovich <i>et al.</i> (2003) Sturm <i>et al.</i> (2002b)
	CHINARE <i>verschiedene</i>	08–09 / 2004	Cheng <i>et al.</i> (2006) Eicken <i>et al.</i> (2004)
Antarktis			
Weddell	ISPOL <i>verschiedene</i>	01–02 / 1994 + 1995	Haas <i>et al.</i> (2001)
		11 / 2004 bis 01 / 2005	Haas <i>et al.</i> (2006) Massom <i>et al.</i> (1997)
Ross		01 / 1999	Kawamura <i>et al.</i> (2004)
Indian		1990–1991	Kawamura <i>et al.</i> (1997)
Andere			
Ostsee	<i>verschiedene</i>	1999–2001	Granskog <i>et al.</i> (2003) Granskog <i>et al.</i> (2004)
		03–04 / 2004	Granskog <i>et al.</i> (2006)

Der meridionale Abstand benachbarter Orte beträgt $2,5^\circ$, entsprechend der räumlichen Auflösung der ECMWF-Daten. Die Ergebnisse von Svalbard werden jeweils gesondert betrachtet, da sie keine zentralarktischen Bedingungen repräsentieren und somit die Aussagen verzerren würden. Dennoch sind sie im Zusammenhang mit den eigenen Messungen und Modellanwendungen auf den Kongsfjord von Interesse und werden in diese Studie eingeschlossen. Folglich sind die Bezeichnungen **Central Arctic** (ohne Svalbard) und **Arctic** (mit Svalbard) zu unterscheiden. Alle antarktischen Profile werden unter **Antarctic** zusammengefasst.

Die gewählten Profile decken bedeutende Regionen ab, in denen Schnee und Meereismessungen in den vergangenen Jahren durchgeführt wurden. Tabelle 7.5 ordnet diese Messungen den hier verwendeten Profilenames zu und verweist auf zugehörige Publikationen.

Antrieb:

Der Simulationszeitraum deckt die meisten Feldmessungen in den letzten Jahren ab (Tab. 7.5) und erstreckt sich vom 01.07.1992 bis zum 30.06.2002, sodass jeweils 10 Jahre in beiden Hemisphären untersucht werden. Damit ist der Zeitraum umfang-

reich genug, um die abgeleiteten Ergebnisse zu verallgemeinern, und kurz genug, um vor allem langjährige Trends in der Arktis nicht berücksichtigen zu müssen.

Die Modellläufe beginnen jeweils am 01. Januar (Arktis) bzw. am 01. Juli (Antarktis) und enden wenn die Schneedicke $z_S = 0$ beträgt. Zur besseren Vergleichbarkeit der Ergebnisse beider Regionen werden alle antarktischen Tage relativ zum 01. Juli (Tag 182) angegeben, sodass zur Umrechnung in Kalendertage 181 addiert werden muss. Zur Errechnung von $S\uparrow$ wird die in Kapitel 6.2 diskutierte Parametrisierung verwendet. Um den numerischen Aufwand innerhalb des Modells zu reduzieren, werden alle Antriebsdaten zuvor linear auf einen 15 min Zeitschritt interpoliert. Die vorgestellten Ergebnisse basieren zumeist auf 10-Jahresmitteln, da so der Einfluss interannualer Variationen reduziert wird und allgemeine Unterschiede zwischen den einzelnen Regionen hervorgehoben werden.

Initialisierung:

Die initiale Schneeschichtung wird zugunsten einer guten Vergleichbarkeit an allen Orten identisch mit einer Dicke von 0,30 m in 30 Schichten à 1 cm gewählt. Dichte, Korngröße und Temperatur werden homogen als 300 kg m^{-3} , 0,5 mm bzw. $-3,0 \text{ }^\circ\text{C}$ angenommen und repräsentieren damit mittlere Schneebedingungen am Ende des Winters auf arktischem und einjährigem antarktischem Meereis (Warren *et al.*, 1999; Massom *et al.*, 2001). Mehrjährige Schneebedeckungen, wie sie in der Antarktis anzutreffen sind, und das vollständige Schmelzen des Meereises unter dem Schnee, sodass sich der Schnee im Ozean auflöst, werden nicht behandelt.

7.4.3 Ergebnisse

Abbildung 7.18 vergleicht die Entwicklung der Schneedicke³ auf arktischem und antarktischem Meereis. Während die Schneedicke in der **Central Arctic** an allen Orten einheitlich und in einem engen Band abnimmt (Abb. 7.18a) zeigt sich in der **Antarctic** eine wesentlich größere regionale Variabilität (Abb. 7.18b). Entsprechend findet der Schmelzbeginn in der **Central Arctic** an Tag $146,1 \pm 10,8$ (26.05.) innerhalb eines kurzen Zeitraums statt, wohingegen das Schmelzen in der Antarktis ca. 25 Tage eher einsetzt (Tag $121,0 \pm 49,4$; 29. Oktober) und zusätzlich stark variiert.

In der Arktis lassen sich im Laufe des Frühjahrs eindeutig zwei Phasen unterscheiden, deren Übergang mit dem Schmelzbeginn einhergeht. Zunächst dominiert Kompaktion die Ausdünnung und die mittlere Dickenabnahme (dz/dt) beträgt lediglich $0,09 \text{ cm d}^{-1}$, bevor unmittelbar nach Schmelzbeginn starke Schmelzprozesse zu einer Abnahme der Schneedicke um $1,50 \text{ cm d}^{-1}$ führen (Tab. 7.6). In der Antarktis dominiert die Verdunstung von Schnee sowohl vor als auch nach Schmelzbeginn die Massen- und Dickenabnahme (s. u.), und beide Zeiträume weisen geringere Unterschiede auf als in der Arktis. Zunächst reduziert sich die Dicke mit $0,25 \text{ cm d}^{-1}$, bevor die Abnahme in der zweiten Phase auf $1,05 \text{ cm d}^{-1}$ zunimmt, aber nur ca. 2/3 derer auf arktischem Meereis beträgt.

³Die Schneedicke wird hier als Median- und nicht als Mittelwert aus den einzelnen Jahren ermittelt. Dies hat den Vorteil, dass vor allem der Zeitpunkt des völligen Verschwindens der Schneedecke ($z_S = 0$) dem Medianwert und nicht dem Maximum entspricht. Letzteres ist der Fall, wenn der Mittelwert gebildet wird, da dieser stets >0 ist so lange in einem der Jahre noch Schnee existiert.

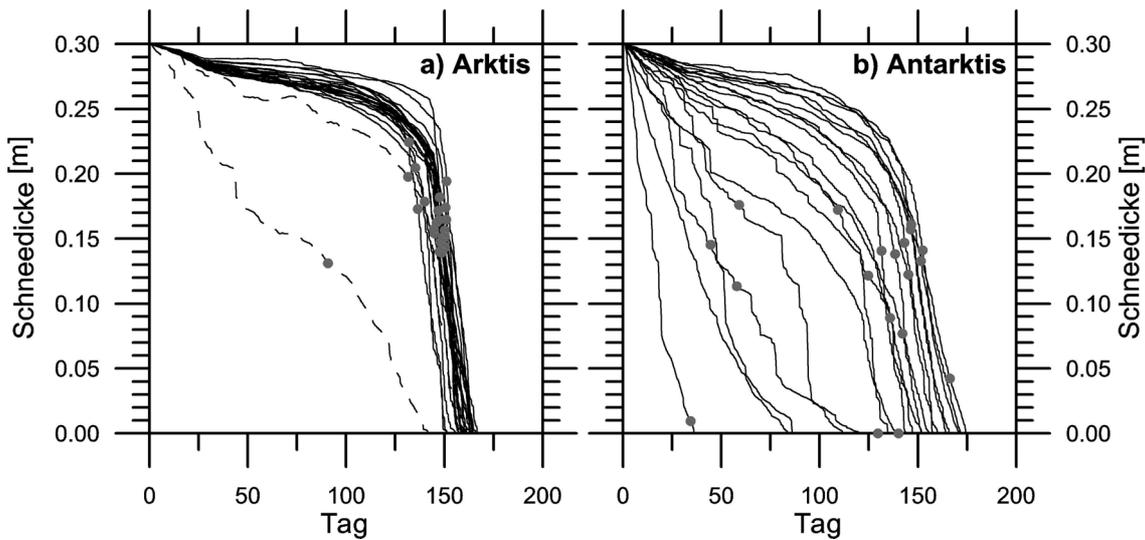


Abbildung 7.18: 10-Jahresmittel der modellierten Schneedicke in Regionen der (a) Central Arctic (durchgezogen) und Svalbard (gestrichelt) und (b) Antarktis. Jede Linie gibt die Dickenentwicklung für einen Ort aus Abbildung 7.17 wieder, wobei Tag 01 den 01. Januar (Arktis) bzw. 01. Juli (Antarktis) bezeichnet. Graue Punkte geben den Schmelzbeginn an.

Bei der Übertragung dieser Ergebnisse auf reales Meereis fällt auf, dass in dieser Modellstudie auch in der Antarktis der Schnee im Laufe des Sommers vollständig vom Meereis verschwindet (Abb. 7.18b), obwohl vielfältige Beobachtungen ein Überdauern des Schnees auf antarktischem Meereis beschreiben. Die Ursache liegt darin, dass sowohl in der Antarktis als auch in der Arktis eine einjährige Schneebedeckung initialisiert wurde, wodurch das Verschwinden des Schnees auch in der Antarktis nicht ungewöhnlich ist. Die Anwendung der simulierten Ablationsraten auf mehrjährige antarktische Schneeauflagen mit Dicken von bis zu 1,65 m (Massom *et al.*, 2001; Haas *et al.*, 2001) ergibt, dass der Schnee den Sommer ebenfalls überdauert. Hinzu kommt der Effekt von zusätzlich fallendem Neuschnee, der ebenfalls nicht berücksichtigt wird.

Ein weiterer Effekt, der hier nicht berücksichtigt werden kann, ist der Einfluss von basalem Schmelzen aufgrund starker Ozeanwärmeströme. In vielen antarktischen Regionen mit dünnem einjährigem Eis wirkt sich dieses auf die Entwicklung von Schnee und Meereis stärker aus als Schneeschmelze und -verdunstung (Lytle und Ackley, 2001). In diesem Fall wird der Schnee vor den hier errechneten Zeitpunkten im Ozean aufgelöst.

Schmelzbeginn und -dauer werden in Abbildung 7.19 dargestellt und in Tabelle 7.7 zusammengefasst. Abbildung 7.19a zeigt deutlich, dass der Schmelzbeginn mit zunehmender geographischer Breite in der Antarktis immer später stattfindet. Er reicht von Tag 17,8 (17. Juli; im Norden von Indian) bis Tag 157,2 (27. Januar; Süden von Ross). In der Arktis ist kein breitenabhängiger Trend zu erkennen und der Schmelzbeginn reicht lediglich von Tag 131,9 (11.05.) bis 150,9 (30.05.). Bei der Betrachtung jährlicher Schwankungen ist ebenfalls zu erkennen, dass die Variabilität in der Antarktis deutlich stärker ausgeprägt ist als in der Arktis. (Abb. 7.19a).

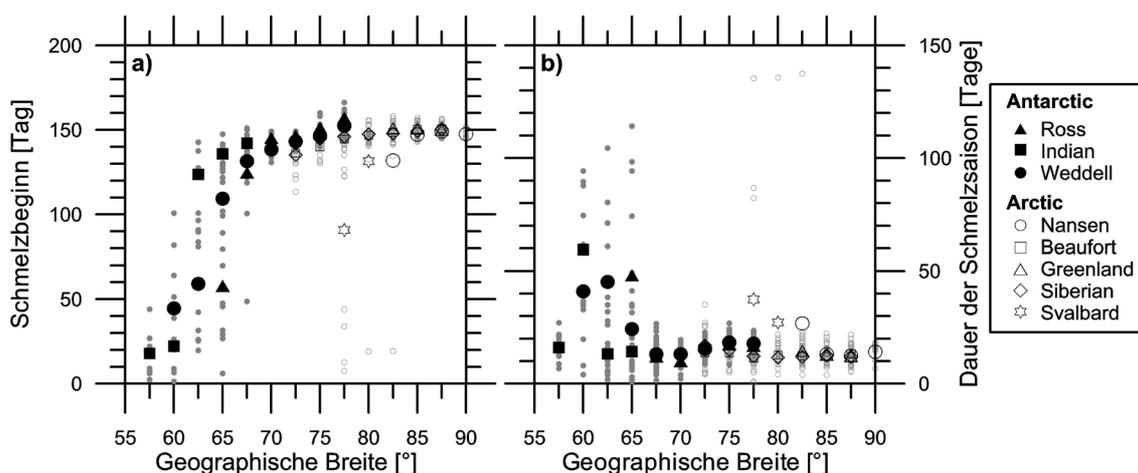


Abbildung 7.19: (a) Schmelzbeginn und (b) Schmelzdauer der Orte in Abbildung 7.17. Die schwarzen Symbole (Arktis: offen, Antarktis: gefüllt) zeigen 10-Jahresmittel, während die kleinen grauen Kreise jährliche Werte wiedergeben. Zum besseren Vergleich sind südliche Breiten positiv und Tage relativ zum 01. Juli aufgetragen.

Die Dauer der Schmelzperiode beträgt $21,3 \pm 20,3$ Tage in der Antarktis und $13,7 \pm 9,7$ Tage in der Arktis (Tab. 7.7). Diese Differenz lässt sich vor allem auf die längeren Zeiträume in vier antarktischen Regionen in geringeren Breiten zurückführen. Für alle anderen Regionen ist die Dauer der Schmelzperiode sehr ähnlich zu denen der Arktis (Abb. 7.19b).

Trotz des kürzeren Zeitraums bis zum Schmelzbeginn beträgt die Schneemasse zu diesem Zeitpunkt in der Antarktis nur noch $51,9 \text{ kg m}^{-2}$ gegenüber $70,5 \text{ kg m}^{-2}$ in der Central Arctic (Tab. 7.6), was auf die höheren Verdunstungsraten zurückzuführen ist. Die Kompaktion trägt in beiden Hemisphären gleichmäßig zur Dickenabnahme bei, was aufgrund der zu Beginn gleichen Stratigraphie und den entsprechenden Parameterstudien auch so erwartet werden durfte. Diese mittlere Dichte zum Beginn des Schmelzens ist in etwa gleich hoch und beträgt $409,6 \text{ kg m}^{-3}$ (Antarktis) bzw. $403,4 \text{ kg m}^{-3}$ (Arktis).

Ein Vergleich der Daten zum Schmelzbeginn (Tab. 7.7) mit solchen, die aus der Mikrowellen-Fernerkundung stammen, zeigt keine systematische Abweichung. Unter Berücksichtigung der unterschiedlichen regionalen Einteilung der Arktis stimmen unsere Werte sehr gut mit denen überein, die von Stroeve *et al.* (2006) für die Jahre 1979 bis 2005 ermittelt wurden (Abb. 7.20). Unser Schmelzbeginn tritt für Beaufort und Siberian jeweils 3 Tage und für die gesamte Arktis etwa eine Woche später ein. Im Vergleich hierzu tritt der Schmelzbeginn bei Anderson und Drobot (2001) 24 Tage später ein als in unserer Studie. Sie errechnen für ähnliche Regionen im Untersuchungszeitraum von 1993 bis 2002 einen Schmelzbeginn am Tag 163 (12.06.). Die großen Unterschiede zwischen beiden Fernerkundungs-Studien können hier nicht erklärt werden, vor allem wenn berücksichtigt wird, dass der verwendete Algorithmus von Stroeve *et al.* (2006) eine Weiterentwicklung dessen von Anderson und Drobot (2001) ist (Stroeve, pers. Mitteilung).

Im Weddellmeer berechnete Haas (2001) für den Zeitraum von 1992 bis 1999 einen Schmelzbeginn am Tag 130,3 (07.11.), 16 Tage später als in dieser Studie. Weitere

Tabelle 7.6: Schneedicke und –masse zum Zeitpunkt des Schmelzbegins t_{onset} sowie mittlere Dickeabnahmen vor bzw. nach Schmelzbeginn. Die vollständige zeitliche Entwicklung ist Abbildung 7.18 zu entnehmen. Die einzelnen Regionen sind in Abbildung 7.17 dargestellt und benannt. Zu Beginn der Simulationen betrug $z_S = 30$ cm und $m_S = 75$ kg m⁻².

Region	$z_S(t_{onset})$ [cm]	$m_S(t_{onset})$ [kg m ⁻²]	$dz/dt(t < t_{onset})$ [cm d ⁻¹]	$dz/dt(t > t_{onset})$ [cm d ⁻¹]
Beaufort	16,9 ± 1,7	68,1 ± 5,1	0,090 ± 0,010	1,514 ± 0,641
Greenland	17,9 ± 1,8	73,0 ± 5,1	0,080 ± 0,011	1,489 ± 0,503
Siberian	17,4 ± 1,9	69,8 ± 6,1	0,086 ± 0,011	1,463 ± 0,474
Nansen	18,1 ± 2,4	73,9 ± 8,4	0,086 ± 0,032	1,544 ± 0,975
Central Arctic	17,5 ± 2,0	70,5 ± 6,6	0,086 ± 0,017	1,499 ± 0,656
Svalbard	13,2 ± 6,5	56,0 ± 23,1	0,238 ± 0,216	1,106 ± 1,045
Arctic	17,1 ± 2,9	69,2 ± 10,1	0,100 ± 0,079	1,465 ± 0,707
Weddell	15,2 ± 3,9	61,9 ± 14,1	0,168 ± 0,144	1,051 ± 0,755
Ross	11,9 ± 4,3	49,6 ± 17,4	0,167 ± 0,121	1,303 ± 2,636
Indian	09,4 ± 6,1	37,5 ± 24,8	0,510 ± 1,013	0,700 ± 0,335
Antarctic	12,7 ± 5,2	51,9 ± 20,8	0,252 ± 0,538	1,052 ± 1,607

Vergleichsdaten in fächendeckender Form, wie sie für die Arktis vorliegen, gibt es für die Antarktis nicht. Dies ist darauf zurückzuführen, dass sich die Schneeaufgaben in beiden Hemisphären hinsichtlich ihrer Mikrowellen-Signaturen während des Sommers unterscheiden. So kommt es in der Antarktis zu keinem starken Abfall der Rückstreuung, welcher zur Detektion des Schmelzbegins in der Arktis verwendet wird (Haas, 2001; Willmes *et al.*, 2006).

Die unterschiedlichen Zeitpunkte des Schmelzbegins können einerseits mit Modelldefiziten und andererseits mit der Definition des Schmelzbegins erklärt werden. In den Satellitendaten wird der Schmelzbeginn über ein signifikantes Abnehmen der Reflektivität von Mikrowellen aufgrund des Anstiegs des Flüssigwasseranteils in den oberen Schneeschichten definiert und über einen Schwellwert detektiert. Im Modell dagegen erfolgt die Definition über Schmelzwasserflüsse, die die Eisoberseite erreichen (Kap. 6.3). Hierauf basierend ist es gut vorstellbar, dass der Schwell-



Region	Schmelzbeginn Tag
Beaufort	142,3 ± 8,4
Chukchi / E. Siberian	144,4 ± 8,3
Laptev / Kara	143,4 ± 16,6
Barents	106,3 ± 12,2
Central Arctic	158,5 ± 5,9
Arctic (mean)	139,7

Abbildung 7.20: (a) Regionale Einteilung der Arktis und (b) zugehöriger Schmelzbegins aus Stroeve *et al.* (2006).

wert der Schneefeuchte erreicht wird bevor das erste Schmelzwasser die Schnee–Eis–Grenzfläche erreicht. Ebenfalls ist die Detektion von temporären Schmelzereignissen, die vor der Wassersättigung des Schnees eintreten, nicht auszuschließen, sodass ein Vergleich schwierig bleibt.

Das Verhältnis von verdunstetem zu geschmolzenem Schnee f_{evap} (Gl. 6.4) erlaubt Einblicke in die dominanten Prozesse, die zur Abnahme der Schneedicke und zum letztendlichen Verschwinden des Schnees beitragen (Kap. 6.3). Abbildung 7.21 zeigt, dass die **Central Arctic** durch Schmelzen dominiert wird ($f_{evap} = 0,75 \pm 0,26$) und in der Arktis nur in **Svalbard** Verdunstung überwiegt ($f_{evap} = 8,88 \pm 18,54$). Die höchsten Schmelzanteile werden in **Greenland** und **Nansen** gefunden, auch wenn sich die einzelnen Profile, wie auch für die vorhergehenden Parameter, in der Arktis sehr einheitlich verhalten (Tab. 7.7).

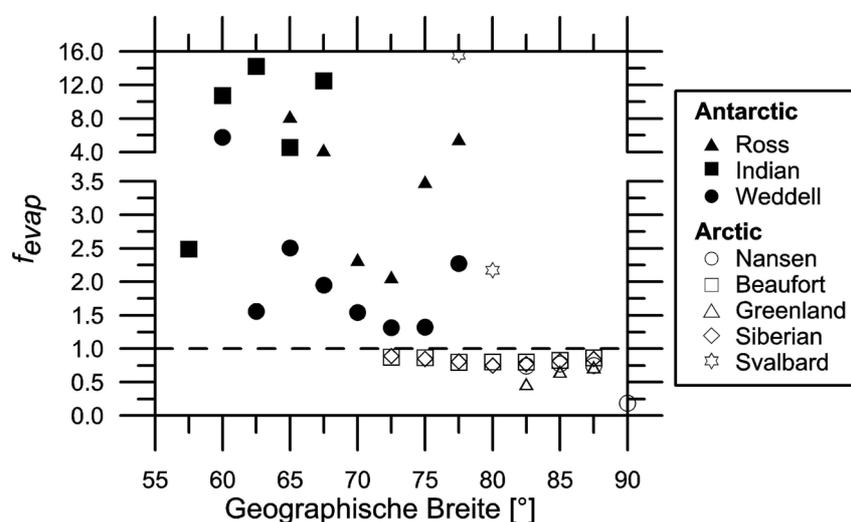


Abbildung 7.21: 10–Jahresmittel des modellierten Anteils von verdunstetem zu geschmolzenem Schnee f_{evap} (Gl. 6.4) für alle arktischen und antarktischen Orte (Abb. 7.17). Es ist zu beachten, dass die y –Achse im oberen Teil der Abbildung anders skaliert ist als im unteren Teil. Zum besseren Vergleich sind südliche Breiten positiv aufgetragen.

Dagegen ist die Ablation in der Antarktis von Verdunstung dominiert und nur etwa 20% des Massenverlustes wird durch Schmelzen hervorgerufen ($f_{evap} = 4,18 \pm 5,98$). Auch hier werden wieder ausgeprägte regionale Unterschiede offensichtlich. Die höchsten Verdunstungsraten von $8,21 \pm 8,31$ treten entlang des indischen Sektors auf, aber auch alle anderen 10–Jahresmittel sind $>1,0$. An einigen Orten des **Indian** Profils kommt es in einigen Jahren zur vollständigen Verdunstung des Schnees, sodass kein Schmelzwasser in den Ozean eingebracht wird ($m_{melt} = 0$). Diese Punkte ($f_{evap} = \infty$) können aus numerischen Gründen jedoch nicht in das 10–Jahresmittel eingehen.

In Analogie zu den hohen antarktischen f_{evap} –Werten sind auch die mittleren Verdunstungsraten in etwa doppelt so hoch ($0,0268 \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, max. $0,15 \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) wie in der Arktis ($0,0144 \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, max. $0,12 \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Verglichen mit

Tabelle 7.7: 10-Jahresmittelwerte und Standardabweichung der einzelnen Schmelzsaison Parameter für jedes Profil in Arktis und Antarktis (Abb. 7.17). Die Anzahl der Orte innerhalb der Regionen ist mit n angegeben. Zum besseren Vergleich sind antarktische Tage relativ zum 01. Juli aufgetragen, um den Tag zu erhalten muss 181 addiert werden. Der Anteil von verdunstetem zu geschmolzenem Schnee wird durch f_{evap} quantifiziert (Gl. 6.4).

Profil	n	Schmelzbeginn Tag	Schmelzdauer Tage	$z_s = 0$ Tag	f_{evap}
Beaufort	7	145,4 ± 7,26	12,8 ± 4,52	158,1 ± 6,4	0,83 ± 0,20
Greenland	3	150,7 ± 3,15	13,3 ± 4,21	164,0 ± 4,0	0,59 ± 0,16
Siberian	7	145,9 ± 6,91	13,2 ± 4,95	159,1 ± 5,7	0,82 ± 0,26
Nansen	4	144,0 ± 20,31	16,6 ± 19,83	160,6 ± 5,0	0,61 ± 0,29
Central Arctic	21	146,1 ± 10,84	13,7 ± 9,72	159,8 ± 6,0	0,75 ± 0,26
Svalbard	2	111,2 ± 51,76	32,3 ± 40,89	143,5 ± 29,5	8,88 ± 18,54
Arctic	23	143,0 ± 20,90	15,3 ± 16,09	158,4 ± 11,4	1,46 ± 5,93
Weddell	8	115,6 ± 43,06	23,5 ± 21,62	139,1 ± 29,6	2,28 ± 3,26
Ross	6	132,1 ± 40,41	20,4 ± 19,67	150,8 ± 29,1	4,15 ± 5,73
Indian	5	116,5 ± 64,18	18,5 ± 17,90	111,5 ± 4 7,5	8,22 ± 8,31
Antarctic	19	121,0 ± 49,36	21,3 ± 20,30	135,5 ± 38,2	4,18 ± 5,98

der Verdunstung sind Schmelzprozesse wesentlich effizienter, vor allem gegen Ende der Schmelzsaison, wenn große Energiemengen absorbiert werden. Dennoch können große Schneemassen durch Verdunstung in die Atmosphäre gebracht werden, wenn dieser Prozess über längere Zeiträume vorherrscht.

Die Ergebnisse aus Abbildung 7.21 und Tabelle 7.7 zeigen, dass der Anteil verdunsteten Schnees in der Antarktis wesentlich höher ist als in der Arktis. Dies ist vor allem mit den speziellen klimatischen Bedingungen rund um den antarktischen Kontinent zu erklären. Dort herrschen verhältnismäßig trockene und kalte Fallwinde vom Inlandeis vor, die zu starken aufwärts gerichteten turbulenten Flüssen führen, die wiederum eine Abkühlung der Oberfläche zur Folge haben (Andreas und Ackley, 1982). In der Arktis ist das verstärkte Schmelzen mit einem schnelleren Anstieg der Feuchte im Schnee verbunden, an die eine gleichzeitig sinkende Albedo geknüpft ist. So triggert die Schnee-Albedo-Rückkopplung eine beschleunigte Schneeschmelze und das Auftreten von Schmelztümpeln ist auf arktischem Meereis wesentlich wahrscheinlicher als in der Antarktis. Trotz der hohen antarktischen Verdunstungsraten enthält der dortige Schnee ausreichend Feuchte, um die Bildung von Aufeis zu ermöglichen.

Die Ergebnisse von Svalbard weichen für Schmelzbeginn (Abb. 7.18), Schmelzdauer (Abb. 7.19) und auch für die anteilige Verdunstung (Abb. 7.21) von denen der Central Arctic ab, und ähneln mehr denen der Antarctic. Diese Abweichungen sind zumindest teilweise auf topographische und klimatische Einflüsse des gebirgigen und vergletscherten Archipelagos zurückzuführen. Diese führen dazu, dass die Re-Analysedaten dieser Gitterpunkte mehr antarktischen als arktischen Bedingungen ähneln. Für detaillierte Ergebnisse dieser Region sei auf die lokalen Studien basierend auf Koldewey-Stationsdaten verwiesen (Kap. 7.3).

Da die initialen Eigenschaften des Schnees und des Meereises für alle Orte gleich ge-

wählt wurden und auch keine anderweitigen regionalen Unterschiede berücksichtigt werden (z. B. unterschiedliche Ozeanwärmeströme), spiegeln die Ergebnisse und ihre Qualität vor allem die ECMWF–Antriebsdaten wider. So resultieren die vorgestellten Unterschiede in beiden Hemisphären vor allem aus unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen innerhalb der Arktis und Antarktis. Das Modell wird von der Atmosphäre angetrieben, sieht aber keine Rückkopplung mit dieser vor. Dies beeinflusst vor allem starke turbulente Flüsse, welche die hohen Verdunstungsraten in der Antarktis bestimmen, aber keine negative Rückkopplung mit dem meteorologischen Antrieb erwirken. Eine derartige Rückkopplung würde die Austauschprozesse an der Schneeoberseite reduzieren, jedoch die Ergebnisse nicht grundsätzlich verändern, da die vorgestellten Unterschiede sehr stark ausgeprägt und charakteristisch sind.

Zum Vergleich wurde die gleiche Studie mit einer Modellversion ohne Salz im Meereis ($SAL = 0,0$) durchgeführt. Dieser zeigt, dass das Salz zu einer Verzögerung des Schmelzbeginns in der **Central Arctic** um 2,4 Tage und in der **Antarctic** um 5,4 Tage führt. Außerdem erhöht sich f_{evap} in beiden Hemisphären (**Central Arctic**: +0,08; **Antarctic** +0,16), was damit zu begründen ist, dass geringere Schnee–Eis–Grenzflächentemperaturen weniger Schmelzen hervorrufen. Zusätzlich verlängert sich die Dauer der Schmelzperiode in beiden Hemisphären um 2,5 bis 6,0 Tage.

Wie bereits bei der Einführung der ECMWF–Antriebsdaten angeführt, muss bei der Interpretation der Ergebnisse von f_{evap} berücksichtigt werden, dass die turbulenten Flüsse leicht im Modell überschätzt werden können, da das Modell keine Rückkopplung mit der Atmosphäre ermöglicht. Die Ergebnisse für die Antarktis zeigen, dass innerhalb von 135,5 Tagen ($t(z_s = 0)$) im Mittel $72,6 \text{ kg m}^{-2}$ Schnee ($f_{evap} = 4,18$, $m(t = 0) = 90,0 \text{ kg m}^{-2}$) verdunsten. Hierzu ist, unter Verwendung von L_{evap} , ein mittlerer latenter/sensibler Wärmefluss von $17,6 \text{ W m}^{-2}$ notwendig. In der Arktis sind entsprechend $7,9 \text{ W m}^{-2}$ notwendig, um $38,6 \text{ kg m}^{-2}$ innerhalb von 159,8 Tagen zu verdunsten. Beide Werte sind sicherlich hoch, im Vergleich zu bisher angenommenen Energieflüssen über Meereis, liegen sie jedoch innerhalb eines realistischen Rahmens.

7.5 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde das numerische Modell SNTHERM auf Schnee über Meereis unter vielfältigen meteorologischen Bedingungen angewandt, die jeweils zur Ablation des Schnees führten. Zunächst erfolgte eine Validierung des Schneemodells, da derartige Anwendungen des Modells bislang nicht durchgeführt wurden und Meereis als untere Grenzfläche neu implementiert wurde (Kap. 6.2). Die Anwendungen umfassten die Simulation der Feldmessungen, der dekadischen Variabilität der Schneebedeckung im Kongsfjord und einen Vergleich der Ablation des Schnees auf arktischem und antarktischem Meereis.

Modellergebnisse und Feldmessungen stimmen für unterschiedliche Stratigraphien und sehr verschiedene Witterungsbedingungen gut überein und zeigen damit, dass die neue Parametrisierung des Meereises als untere Grenzfläche zur Berechnung der Temperatur der Schnee–Eis–Grenzfläche zu realistischen Ergebnissen führt:

- Für die drei Expeditionen betragen die RMS–Abweichungen zwischen den Messungen und im Modell der Schneedicke zwischen 13 und 33 mm, und das Ablationsverhalten wurde unter sehr unterschiedlichen Energieflüssen gut beschrieben. Die Ergebnisse hängen besonders von der Initialisierung der Schneedicke ab (Kap. 6.4), für deren Initialisierung neben Dichtemessungen auch die Verwendung von stratigraphischen Informationen notwendig waren.
- Die Bildung und auch der Zerfall (*SEBISUP 2002*) von Aufeis werden in ihrem zeitlichen Ablauf gut wiedergegeben. Eine leichte Unterschätzung der Aufeisdicke ist auf die prognostische Berechnung (Kap. 6.2) zurückzuführen und resultiert in RMS–Abweichungen zwischen 26 und 44 mm.
- Durch die Einführung des salzhaltigen Meereises wurde die Temperaturentwicklung an der Schneeunterseite wesentlich verbessert, dennoch überschätzt das Modell dort die Temperatur.
- Der Vergleich von Oberflächentemperaturen aus dem ECMWF Re–Analysemodell IFS und SNTHERM zeigt deutliche Unterschiede, die auf die Wärmekapazität des Schnees und die explizite Simulation interner Prozesse zurückzuführen sind, welche im IFS nicht enthalten sind. SNTHERM reproduziert die aus Feldmessungen bekannte Phasenverschiebung zwischen atmosphärischem Antrieb und Oberflächentemperatur (Kap. 4.1), während IFS instantan reagiert. Diese Unterschiede wirken sich besonders auf turbulente Flüsse aus und sollten insbesondere bei weitergehenden Ableitungen beachtet werden.
- Eine zukünftige Einführung von wassergesättigten Schichten in SNTHERM kann die Ergebnisse weiter verbessern, da dies sowohl Slushbildung als auch Überflutung erlauben würde.

SNTHERM eignet sich hervorragend, um einzelne Schneeprozesse und ihre Auswirkungen auf die Entwicklung des Schnees detailliert zu beschreiben. Die Ergebnisse bestätigen und erweitern die Resultate der Feldmessungen:

- Hoch aufgelöste Untersuchungen von Tagesgängen zeigen den zeitlichen und räumlichen Zusammenhang von Temperatur, Schneefeuchte und Flüssigwassertransporten und Dichte, die sich direkt auf die Stratigraphie auswirken.

- Die Entwicklung des Schnees kann durch eine Unterscheidung von Kompaktion, Schmelzen und Verdunstung genauer beschrieben werden. Bezogen auf die initiale Gesamtmasse sind bei *SEBISUP 2002* 99 %, bei *SEBISUP 2003* 4 % und bei *ISPOL* 35 % (P6) bzw. 6 % (P8) des Schnees geschmolzen. Darüber hinaus waren *SEBISUP 2003* und *ISPOL* durch Kompaktion und geringe Veränderungen der Schneemasse geprägt, wobei die Verdunstung während *SEBISUP 2003* dreimal so hoch war, wie das Schmelzen von Schnee.
- Der Verlauf der $-0,05^{\circ}\text{C}$ Isotherme zeigt, dass nur während *SEBISUP 2002* und in den ersten drei Tagen von *SEBISUP 2003* Schmelzwasserflüsse bis zur Schnee–Eis–Grenze auftraten, die direkt zur Bildung von Aufeis führten. Alle anderen Schmelzprozesse fanden nur oberflächennah statt und Schmelzwasser gefror innerhalb des kalten Schnees. Derartige Ergebnisse können mit den Feldmessungen nur sehr schwierig erzielt werden.

Die Anwendung von SN THERM auf regionale und langfristige Datensätze erlaubt zum einen Untersuchungen, für die keine Messungen vorliegen. Zum anderen können die Ergebnisse der Feldmessungen (Kap. 4 und 5) verallgemeinert und in einem größeren Zusammenhang diskutiert werden:

- Basierend auf Messungen der Koldewey–Station über 10 Jahre konnten zwei typische Verläufe der Schmelzsaison auf dem Kongsfjord unterschieden werden, die jeweils mit einer der beiden *SEBISUP*–Expeditionen vergleichbar sind: Typ 1 wurde durch die Messungen von *SEBISUP 2002* erfasst und zeichnet sich durch einen typisch arktischen Verlauf der Schneeeigenschaften und –ablation mit schnellem, starkem Schmelzen aus. Typ 2 (*SEBISUP 2003*) repräsentiert dagegen sehr geringe Veränderungen über längere Zeiträume und entspricht daher mehr antarktischen Verhältnissen (s.u.). Dies belegt die vorherigen Ergebnisse, in denen die Beobachtungen von *SEBISUP03* sehr stark denen aus dem Weddellmeer (*ISPOL*) ähneln und sich wesentlich von denen aus 2002 unterscheiden.
- Untersuchungen der Schneeaufgabe auf arktischem und antarktischem Meereis im Frühjahr und Sommer zeigen, dass die Abnahme der antarktischen Schneedicke gleichmäßiger abläuft und sich über einen längeren Zeitraum erstreckt als in der Arktis. Zusätzlich hängt der Schmelzbeginn stark von der geographischen Breite ab, während er in der Arktis nahezu gleichzeitig in allen untersuchten Regionen auftritt.
- Bis zum Schmelzbeginn verändert sich der Schnee in beiden Hemisphären sehr ähnlich und die Abnahme der Schneedicke resultiert aus Kompaktion und Verdunstung. Danach wurden in der Arktis durch starkes Schmelzen Ablationsraten von $1,5 \text{ cm d}^{-1}$ erreicht, während die Schneedicke in der Antarktis nur um $1,0 \text{ cm d}^{-1}$ abnahm. Über den gesamten Ablationszeitraum betrachtet wird die Abnahme der Schneemasse in der Arktis von Schmelzen und in der Antarktis von Verdunstung dominiert.
- In der Arktis kommt es zu einer starken Albedo–Rückkopplung und zur Ausbildung von Schmelztümpeln auf dem Meereis. In der Antarktis findet nur geringes Schmelzen statt und die Bildung von Aufeis ist stärker ausgeprägt und von längerer Dauer.

8 Fazit und Ausblick

Feldarbeiten und Modellstudien:

Ziel dieser Arbeit war es, die Eigenschaften von Schnee und Aufeis im Sommer sowie die Prozesse der Schneeschmelze und Aufeisbildung auf Meereis zu erfassen. Dazu wurden Schneeprozesse und Aufeisbildung im Frühling und Sommer als Funktion der Oberflächenenergiebilanz im Detail analysiert. Es wurden drei Expeditionen, zwei nach Spitzbergen (*SEBISUP* 2002 und 2003) und eine ins Weddellmeer (*ISPOL* 2004/2005), sowie numerische Simulationen mit dem Schneemodell *SNTHERM* durchgeführt.

Die Feldmessungen fanden unter sehr unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen statt. Trotz schneller Veränderungen der Schnee- und Eiseigenschaften und hoher Strahlungsflüsse konnten die Veränderungen im Schnee und insbesondere die an der Schnee-Eis-Grenzfläche erfolgreich beschrieben werden. Die Messungen, Simulationen und deren Auswertung berücksichtigen sowohl Veränderungen im Tagesgang als auch die Entwicklung des Schnees und des Aufeises über die Beobachtungszeiträume.

Feldmessungen und Sensitivitätsstudien dienten dazu, das Schneemodell *SNTHERM* zu validieren. Dabei stellte sich heraus, dass die Dichte des Schnees und der Salzgehalt des Meereises den größten Einfluss auf die Simulationsergebnisse haben. Ebenfalls resultiert die Einführung von Meereis als Untergrund in wesentlich realistischeren Schnee-Eis-Grenzflächentemperaturen, da die Wärmekapazität des Meereises einen großen Einfluss auf Schneeprozesse hat. Darüber hinaus stimmen simulierte und gemessene Schneeeigenschaften und die zeitliche Entwicklung der Aufeisdicke für unterschiedliche Schneeregime gut überein. Jedoch wird die absolute Aufeisdicke um bis zu 50 % unterschätzt, was vor allem daraus resultiert, dass die Sättigung des Schnees mit Wasser in *SNTHERM* nicht behandelt werden kann.

Unterschiedliche Schneeprozesse der Arktis und Antarktis:

Die Feldmessungen und Modellstudien zeigen signifikante Unterschiede im Ablationsverhalten von Schnee auf arktischem und antarktischem Meereis. In der Arktis werden Ablation und Eigenschaften von Schnee unter winterlichen Bedingungen, die sich durch eine geringe oder negative Oberflächenenergiebilanz auszeichnen, von Verdunstung dominiert. Der Schnee verändert sich vor allem durch Kompaktion und weist nur geringe Veränderungen auf. Eine starke Albedo-Rückkopplung, verbunden mit einer stark positiven Energiebilanz, führt bei Schmelzbeginn zu einem eindeutigen Wechsel zu sommerlichen Bedingungen. Zunächst führt die Zunahme der atmosphärischen Gegenstrahlung durch Bewölkung zu einer starken Erwärmung des Schnees bis zum Schmelzpunkt und zu einem positiven Temperaturgradienten im Schnee. Dies bewirkt eine Zunahme der Feuchte und Korngrößenwachstum innerhalb des Schnees, das wiederum die Albedo reduziert und die Absorption kurzwelliger Strahlung verstärkt, sodass der Schnee innerhalb weniger Tage (vollständig)

schmilzt. Diese Vorgänge wurden während *SEBISUP 2002* beobachtet, als sich 23 cm Schnee innerhalb von 5 Tagen vollständig in Aufeis umwandeln und die Verdunstung nur unwesentlich ($< 1\%$) zur Ablation beitrug.

Im Gegensatz dazu dominieren Verdunstung und Kompaktion die Schneeprozesse während des Frühjahrs und Sommers in der Antarktis. Obwohl Schneeschmelze stattfindet spielt sie eine geringere Rolle. Hierdurch ist die Feuchte des Schnees geringer und die zuvor beschriebene Rückkopplung bleibt aus, auch wenn die Feuchte ausreicht, um Eisschichten innerhalb des Schnees und Aufeis zu bilden. Entsprechend werden besonders auf sommerlichem antarktischen Meereis ausgeprägte Aufeis-schichten gefunden, wohingegen der Schnee auf arktischem Meereis zumeist vollständig schmilzt, die Meereisoberseite stark verwittert und durch Schmelztümpel charakterisiert ist.

Der vergleichsweise starke ozeanische Wärmestrom im Südpolarmeer wirkt sich in erster Linie auf die Erwärmung des Meereises und damit verbunden auf internes und basales Schmelzen aus. Sein Einfluss auf Schneeeigenschaften ist gering, sie werden von atmosphärischen Energieflüssen dominiert, sodass die Messung und Auswertung der Oberflächenenergiebilanz ausreichte, um die beobachteten Prozesse beschreiben zu können.

Über die Unterschiede der dominanten Prozesse hinaus konnten auch Unterschiede im Verlauf der Jahreszeiten zwischen beiden Polarregionen aufgezeigt werden. Ausgehend von den Beobachtungszeiträumen und der geographischen Breite der einzelnen Feldmessungen hätten die Schneeprozesse während *ISPOL* wesentlich weiter fortgeschritten sein müssen, als die bei *SEBISUP*, da sie in geringeren Breiten und später in der Saison stattfanden. Jedoch war sowohl die Energiebilanz als auch die Metamorphose des Schnees während *SEBISUP 2002* deutlich weiter fortgeschritten als auf der *ISPOL*-Scholle, wo sich die Ablation noch in ihren Anfangsstadien befand. Ursache dafür sind großskalige klimatische Unterschiede, die bereits von Andreas und Ackley (1982) beschrieben und durch die Modellstudien dieser Arbeit bestätigt wurden. Aber auch Vergleichsmessungen auf zwei nördlicher gelegenen Eisschollen im Weddellmeer zeigen einen meridionalen Gradienten der Schneeeigenschaften und Aufeisbildung auf antarktischem Meereis, den es in der Arktis nicht gibt.

Besonderheiten der Kongsfjord-Region:

Die Entwicklung von Schnee und Aufeis auf dem Kongsfjord, Spitzbergen, unterschied sich in den Jahren 2002 und 2003 grundlegend. Die Messungen in 2002 zeichneten sich durch das oben beschriebene starke Schmelzen aus und spiegeln so den typischen Verlauf der Aufeisbildung (und des Zerfalls) in der Arktis wider. Dagegen waren die geringen Veränderungen in 2003, welche sich über mehr als drei Wochen erstreckten, eher charakteristisch für die Ablation auf antarktischem Meereis.

Anhand von Modellstudien mit meteorologischen Daten, die von 1994 bis 2003 an der Koldewey-Station, Ny-Ålesund, aufgezeichnet wurden, konnten die einzelnen Jahre in zwei Typen unterteilt werden, wobei **Typ 1** die gleichen Merkmale wie die oben beschriebenen Veränderungen in der Arktis und **Typ 2** solche der Antarktis aufweist. Dies zeigt, dass während einiger Jahre die meteorologischen Bedingungen und damit die Schneegenese und Aufeisbildung im Kongsfjord eher denen der Antarktis als der Arktis entsprechen.

Aufeisbildung unter verschiedenen Randbedingungen:

Aufeis ist Süßwassereis, das sich aus Schnee direkt auf der Meereisoberseite oder auf Slush bildet und einen abgeschlossenen Porenraum aufweist. Seine Bildung wurde bei allen Expeditionen beobachtet und erfolgt auch ansonsten in jeder Ablationssaison, wenn Schmelzwasser- und Feuchteflüsse durch den Schnee nach unten erfolgen und an kälteren Grenzflächen gefrieren. Die Dicke des Aufeises hängt von der Gesamtmasse des Schmelzwassers ab, während der Zeitpunkt und die dominanten Prozesse in erster Linie vom zeitlichen Verlauf der Oberflächenenergiebilanz abhängen. Die Aufeisbildung kann neben Schmelzen und Versickern auch durch das Zusammenfrieren von Eislagen erfolgen, die sich innerhalb des Schnees gebildet haben und durch Kompaktion und Setzung auf tiefer gelegene Aufeisschichten treffen.

Analog zu den oben beschriebenen Schneeprozessen unterscheiden sich auch die typischen Abläufe der Aufeisbildung in beiden Hemisphären. Starke Schmelzwasserflüsse führen vor allem in der Arktis zu einer (vollständigen) Umwandlung des Schnees in Aufeis, das im weiteren Verlauf bei anhaltend hohen atmosphärischen Energieflüssen innerhalb weniger Tage wieder verwittert und schmilzt. Dagegen bildet sich Aufeis unter geringeren Feuchte- oder Schmelzwasserflüssen langsamer und häufig entstehen zunächst Eisschichten innerhalb des Schnees, die kälter als der Schmelzpunkt ist, die durch Kompaktion zur Aufeisbildung beitragen. Dennoch können sich auch hierbei dicke (> 10 cm) Aufeisschichten bilden, welche lange (eventuell sogar den gesamten Sommer hindurch) bestehen bleiben.

Diese Beschreibungen beruhen alle darauf, dass durch die hohe Wärmekapazität des Meereises ein positiver Temperaturgradient an der Schnee-Eis-Grenzfläche vorherrscht und dadurch die latente Wärme des Gefrierens nach unten, in das Meer eis, abgegeben wird. Dagegen bewirken starke Tagesgänge der Oberflächenenergiebilanz und -temperatur in der Ostsee, wo der Salzgehalt und die Wärmekapazität des Meereises geringer sind, die Bildung von Aufeis auf Meereis oder Festeis (z. B. Granskog *et al.*, 2004). Dort kommt es unter hohen Strahlungsflüssen tagsüber zu Schneeschmelze und nachts zu stark negativen Temperaturgradienten zwischen Schnee und Atmosphäre (Inversion), wodurch die latente Wärme an die Atmosphäre abgegeben werden kann.

Aufeis bildet sich durch Korngrößenwachstum in wassergesättigtem Schnee. Die Eiskristalle bilden sich zunächst an der Grenzfläche zum Meereis oder Slush und im weiteren Verlauf an der Oberseite älteren Aufeises. Sie weisen eine polygonale Textur auf, wobei die Korngröße der einzelnen Kristalle aus dem Temperaturgradienten während des Wachstums resultiert und bis zu 18 mm betrug. Da der Temperaturgradient durch die fortschreitende Erwärmung des Meereises zumeist mit der Zeit abnimmt, entsteht häufig eine gradierte Schichtung mit größeren Kristallen an der Oberseite und kleineren, älteren in tiefer gelegenen Horizonten.

Im Gegensatz zur Sinterung füllt sich der Porenraum von Aufeis durch Versickerung mit Flüssigwasser, sodass die mittlere Dichte von konsolidiertem Aufeis, ermittelt aus Röntgentomographie-Messungen, 894 ± 21 kg m⁻³ beträgt. Des Weiteren konnte der kontinuierliche Übergang von Schnee zu Eis und der Einschluss von Luftblasen anhand des Porenraums von Oberflächenkernen nachvollzogen werden. Die Struktur von Aufeis zeichnet sich durch eine horizontale Schichtung von Eislagen und Blasenhorizonten aus, besonders wenn Kompaktion wesentlich zur Aufeisbildung beiträgt.

Ausblick:

Nachdem in dieser Arbeit erfolgreiche Studien mit SNTHERM unter Schmelzbedingungen auf Meereis durchgeführt wurden, kann das Modell zur Untersuchung vielfältiger sommerlicher Schnee- und Eisstudien verwendet werden.

Schelfeise und Eisberge, z. B. der antarktischen Halbinsel, zeigen im Vergleich zum benachbarten Meereis oftmals andere Temperaturverteilungen und Radar-Rückstreuung-Eigenschaften, die mit Hilfe des Modells untersucht werden können. Außerdem bilden sich auf dem Larsen-Schelfeis Schmelztümpel, die vermutlich zum Zerfall des Schelfeises (z. B. Larsen B) beigetragen haben, während auf dem Meereis keine Schmelztümpel beobachtet wurden. Die Ursachen hierfür können mit SNTHERM untersucht werden, indem beispielsweise die Auswirkungen unterschiedliche Randbedingungen und Wärmekapazitäten verglichen werden.

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass sich der Schmelzbeginn auf antarktischem Meereis, anders als in der Arktis, nicht durch klar definierte Übergänge auszeichnet. Daher kann der Schmelzbeginn im Südpolarmeer nicht anhand von Fernerkundungsdaten detektiert werden und die Schneemetamorphose und -schmelze sind nur schwierig großskalig abzuschätzen. Um die Veränderungen des Schnees und damit der (Meereis-) Oberfläche zu beschreiben und zusätzlich die Aufeisbildung großflächig abzuschätzen zu können, bietet sich die Anwendung dieses Schneemodells basierend auf globalen Klimadatensätzen an. Derartige Untersuchungen können zusätzliche Ergebnisse zur Analyse und Diskussion von Klimaveränderungen und -szenarien liefern.

Eine weitere Anwendung von SNTHERM wäre die Modellierung von Prozessen entlang von Meereistrajektorien aus regionalen Modellen. Dies ermöglicht die Beschreibung der Entwicklung einer Scholle / eines Schneeregimes, ähnlich der *ISPOL*-Messungen, im Verlauf der Jahreszeiten.

Zusätzlich sollten derartige Simulationen durch weitere Feldmessungen im Spätsommer und Herbst ergänzt werden, bei denen die Entwicklung des Aufeises (in der Antarktis) über den Sommer hinaus beobachtet wird. Diese Entwicklung wurde bislang nicht allgemein beschrieben. Es wäre zu klären, inwiefern Aufeis in mehrjähriges Meereis eingebaut wird, zerfällt und wie sich ausgeprägte Eissichten innerhalb des Schnees entwickeln.

Mit derartigen Feldmessungen entstehen jedoch auch wiederum neue Anforderungen an das Modell, da z. B. die Bildung von Tiefenreif nicht explizit implementiert ist, im Herbst jedoch eine wichtige Rolle im Schnee in Verbindung mit Eisschichten bildet.

Einige Klimamodelle sagen die Zunahme der Netto-Niederschlagsmengen als Resultat einer globalen Erwärmung vor. Entsprechend könnten sich auch die Akkumulationsrate von Schnee auf Meereis, das Schmelzen und Verdunsten von Schnee, Schmelzbeginn und die dominanten Prozesse sowie ihre räumliche Verteilung verändern. Derartige Studien können mit einer Anwendung und Sensitivitätsstudien des Modells auf globaler Skala untersucht werden, da viele globale Modelle Schnee nur als masselose Schicht oder Einschichtparametrisierung enthalten. Derartige Untersuchungen können auch weiteren Aufschluss darüber geben, welchen Einfluss die Aufeisbildung für die Lebensdauer von Meereis in unterschiedlichen Regionen hat. In diesem Zusammenhang würde die Kopplung an ein Atmosphärenmodell wesent-

liche Vorteile bei der Beschreibung von Oberflächentemperaturen und damit auch anderer abgeleiteter Größen wie die turbulenten Flüsse oder Albedo wesentlich verbessern, da diese häufig über die Oberflächentemperatur parametrisiert werden.

Um die Simulationsergebnisse weiter zu verbessern, sollte das Schneemodell an ein Meereismodell gekoppelt und durch die Implementierung der Wassersättigung des Schnees erweitert werden. Ebenfalls sollte dies auch die Veränderungen der Porosität und die Ausbildung von Schichtlücken unter dem Aufeis einschließen, da diese Prozesse vielfach beobachtet, aber bislang nur teilweise untersucht wurden. Außerdem werden die Schichtlücken von großen Algenbeständen besiedelt und stellen einen wichtigen Lebensraum während des Frühsommers dar. Hier bietet sich eine Kombination von SNTHERM mit dem von Zeebe *et al.* (1996) entwickelten Modell zu einem bio-optisch-physikalischen Schnee- und Meereismodell an, um interdisziplinäre Studien durchführen zu können.

SNTHERM kann basierend auf meteorologischen Zeitserien und zusätzlichen Feldmessungen von Schneeeigenschaften sehr gut in Langzeitstudien verwendet werden, die sich mit Untersuchungen lokaler und regionaler Prozesse befassen.

Ein Beispiel bildet ein interdisziplinäres Projekt zur Beobachtung der Kongsfjord-Krossfjord-Region, bei dem das Modell zur Beschreibung der physikalischen Randbedingungen beitragen kann, die für die Entwicklung des Ökosystems im Fjord von großer Bedeutung sind. Dieses Projekt eignet sich besonders, da auf die hier vorgestellten Ergebnisse des Kongsfjordes aufgebaut werden kann, und weil verschiedene Variablen, wie Schneedicke, -dichte und Meereisdicke, in unterschiedlichen Intervallen großflächig gemessen werden und als Initialisierungs- und Validierungsdaten zur Verfügung stehen.

Literaturverzeichnis

- Anderson, M. A. und Drobot, S. D. (2001). Spatial and temporal variability in snowmelt onset over Arctic sea ice. *Annals of Glaciology*, **33**, 74–78.
- Andreas, E. L. und Ackley, S. F. (1982). On the differences in ablation seasons of Arctic and Antarctic sea ice. *Journal of Atmospheric Science*, **39(2)**, 440–447.
- Andreas, E. L. und Claffey, K. J. (1995). Air–ice drag coefficients in the Western Weddell Sea. 1. Values deduced from profile measurements. *Journal of Geophysical Research*, **100(C3)**, 4821–4831.
- Andreas, E. L., Jordan, R. E. und Makshtas, A. P. (2004). Simulations of snow, ice, and near–surface atmospheric processes on Ice Station Weddell. *Journal of Hydrometeorology*, **5(4)**, 611–624.
- Barber, D. G., Thomas, A. und Papakyriakou, T. N. (1998). Role of SAR in surface energy flux measurements over sea ice. In C. Tsatsoulis und R. Kwok, Herausgeber, *Analysis of SAR data of the polar oceans: recent advances*, Seiten 35–67. Springer Verlag, Berlin etc.
- Bartelt, P. und Lehning, M. (2002). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, **35**, 123–145.
- Belem, A. L. (2002). *Modeling physical and biological processes in Antarctic sea ice*. Dissertation, Universität Bremen.
- Boike, J., Roth, K. und Ippisch, O. (2003). Seasonal snow cover on frozen ground: Energy balance calculations of a permafrost site near Ny–Ålesund, Spitsbergen. *Journal of Geophysical Research*, **108(D2)**, doi:10.1029/2001D000939.
- Brun, E., David, P., Sudul, M. und Brunot, G. (1992). A numerical model to simulate snow–cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **38**, 333–342.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C. und Coleou, C. (1998). An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **35**, 333–342.
- Cheng, B., Zhang, Z., Vihma, T., Bian, L., Li, Z. und Launiainen, J. (2006). Thermodynamics of snow on the Arctic sea ice in summer: SHINARE03 results. submitted to Tellus.
- Colbeck, S. C. (1982). An overview of snow metamorphism. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **20**, 45–61.
- Colbeck, S. C. (1986). Statistics of coarsening in water–saturated snow. *Acta metallurgica*, **34(3)**, 347–352.

- Colbeck, S. C. (1987). Theory of particle coarsening with a long-normal distribution. *Acta metallurgica*, **35(7)**, 1583–1588.
- Colbeck, S. C., Akitaya, E., Armstrong, R., Grubler, H., Lafeuille, J., Lied, K., McClung, D. und Morris, E. (1990). The international classification for seasonal snow on the ground. Technical report, CRREL, Hanover, USA.
- Comiso, J. C. (2003). Large-scale characteristics and variability of the global sea ice cover. In D. Thomas und G. S. Dieckmann, Herausgeber, *Sea ice — An introduction to its physics, biology, chemistry and geology*. Blackwell Science, Oxford, UK.
- Cox, G. F. N. und Weeks, W. F. (1983). Equations for determining the gas and brine volume in sea ice samples. *Journal of Glaciology*, **29(102)**, 306–316.
- Eicken, H. (1993). Automated image analysis of ice thin sections — instrumentation, methods and extraction of stereological and textural parameters. *Journal of Glaciology*, **39(132)**, 341–352.
- Eicken, H. (1998). Deriving modes and rates of ice growth in the Weddell Sea from microstructural, salinity and stable-isotope data. In M. O. Jeffries, Herausgeber, *Antarctic Sea ice: Physical processes, interactions and variability*, Ausgabe 74, Seiten 89–122. American Geophysical Union.
- Eicken, H. (2003). From the microscopic to the macroscopic to the regional scale: Growth, microstructure and properties of sea ice. In D. Thomas und G. S. Dieckmann, Herausgeber, *Sea ice — An introduction to its physics, biology, chemistry and geology*. Blackwell Science, Oxford, UK.
- Eicken, H., Lange, M. A., Hubberten, H. W. und Wadhams, P. (1994). Characteristics and distribution patterns of snow and meteoric ice in the Weddell Sea and their contribution to the mass balance of sea ice. *Annales Geophysicae*, **12**, 80–93.
- Eicken, H., Fischer, H. und Lemke, P. (1995). Effects of the snow cover on Antarctic sea ice and potential modulation of its response to climate change. *Annals of Glaciology*, **21**, 369–376.
- Eicken, H., Grenfell, T. C., Perovich, D. K., Richter-Menge, J. A. und Frey, K. (2004). Hydraulic controls of summer Arctic pack ice albedo. *Journal of Geophysical Research*, **109(C08)**, doi:10.1029/2003JC001989.
- Etchevers, P., Martin, E., Brown, R., Fierz, C., Lejeune, Y., Bazile, E., Boone, A., Dai, Y., Essery, R., Fernandez, A., Gusev, Y., Jordan, R., Koren, V., Kowalczyk, E., Nasonova, N. O., Pyles, R. D., Schlosser, A., Shmakin, A. B., Smirnova, T. G., Strasser, U., Verseghy, D., Yamazaki, T. und Yang, Z. L. (2004). Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project). *Annals of Glaciology*, **38**, 150–158.
- Freitag, J. (1999). Untersuchungen zur Hydrologie des arktischen Meereises — Konsequenzen für den kleinskaligen Stofftransport. *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, **325**.

-
- Freitag, J., Kipfstuhl, S. und Wilhelms, F. (2004). Microstructure-dependent densification of polar firn derived from X-ray microtomography. *Journal of Glaciology*, **50**, 234–250.
- Fritsen, C. H., Ackley, S. F., Kremer, J. N. und Sullivan, C. W. (1998). Flood-freeze cycles and microalgal dynamics in Antarctic sea ice. In M. P. Lizotte und K. R. Arrigo, Herausgeber, *Antarctic Sea ice: Biological processes, interactions and variability*, Ausgabe 73, Seiten 1–21. American Geophysical Union.
- Fritsen, C. H., Coale, S. L., Neenan, D. R., Gibson, A. H. und Garrison, D. L. (2001). Biomass, production and microhabitat characteristics near the freeboard of ice floes in the Ross Sea, Antarctica, during the austral summer. *Annals of Glaciology*, **33**, 280–286.
- Gabison, R. (1987). A thermodynamic model of the formation, growth, and decay of first-year sea ice. *Journal of Glaciology*, **33**, 105–119.
- Gerland, S., Winther, J.-G., Ørbæk, J. B., Liston, G. E., Øritsland, N. A., Blanco, A. und Ivanov, B. V. (1999a). Physical and optical properties of snow covering Arctic tundra on Svalbard. *Hydrological Processes*, **13**, 2331–2343.
- Gerland, S., Winther, J.-G., Ørbæk, J. B. und Ivanov, B. V. (1999b). Physical properties, spectral reflectance and thickness development of first year fast ice in Kongsfjorden, Svalbard. *Polar Research*, **18(2)**, 275–282.
- Gerland, S., Haas, C., Nicolaus, M. und Winther, J.-G. (2004). Temporal evolution of physical and optical properties of fast ice in Kongsfjorden, Svalbard. In C. Wiencke, Herausgeber, *The coastal ecosystem of Kongsfjorden, Svalbard*, Ausgabe 492 von *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, Seiten 26–34. Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research.
- Granskog, M. A., Martma, T. und Vaikmäe, R. (2003). Development, structure and composition of landfast sea ice in the northern Baltic Sea. *Journal of Glaciology*, **49(164)**, 139–148.
- Granskog, M. A., Leppäranta, M., Kamawura, T., Ehn, J. und Shirasawa, K. (2004). Seasonal development of the properties and composition of landfast sea ice in the Gulf of Finland, the Baltic Sea. *Journal of Geophysical Research*, **109(C2)**, doi:10.1029/2003JC001874.
- Granskog, M. A., Vihma, T., Pirazzini, R. und Cheng, B. (2006). Superimposed ice formation and surface fluxes on sea ice during the spring melt-freeze period in the Baltic Sea. submitted to *Journal of Glaciology*.
- Grenfell, T. C. und Perovich, D. K. (1984). Spectral albedos of sea ice and incident solar irradiance in the southern Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research*, **89(C3)**, 3573–3580.
- Grenfell, T. C. und Perovich, D. K. (2004). Seasonal and spatial evolution of albedo in a snow-ice-land-ocean environment. *Journal of Geophysical Research*, **109(C1)**, doi:10.1029/2003JC001866.

- Haas, C. (2001). The seasonal cycle of ERS scatterometer signatures over perennial Antarctic sea ice and associated surface ice properties and processes. *Annals of Glaciology*, **33**, 69–73.
- Haas, C., Thomas, D. N. und Bareiss, J. (2001). Surface properties and processes of perennial Antarctic sea ice in summer. *Journal of Glaciology*, **47**, 613–625.
- Haas, C., Nicolaus, M., Willmes, S., Batzke, A. und Lobach, J. (2006). Changes of sea ice physical properties during the onset of melt. In H. H. Hellmer, C. Haas, G. Dieckmann und M. Schröder, Herausgeber, *The expedition ANTARCTIC XXII/2 of the Research Vessel „Polarstern“ in 2004/05*, Berichte zur Polar- und Meeresforschung. Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. in press.
- Hall, D. K. und Martinec, J. (1985). *Remote sensing of ice and snow*. Chapman and Hall, London.
- Hellmer, H. H., Dieckmann, G. S., Haas, C. und Schröder, M. (2006). Sea ice feedbacks observed in Western Weddell Sea. *EOS*, **87(18)**, 173–184.
- Holt, B. und Digby, S. A. (1985). Processes and imagery of first-year fast sea ice during the melt season. *Journal of Geophysical Research*, **90(C3)**, 5045–5062.
- Hop, H., Pearson, T., Hegseth, E. N., Kovacs, M., Weslawski, J. M., Wiencke, C., Kawasniowski, S., Eiane, K., Leakey, R., Cochrane, S., Zajaczkowski, M., Lønne, O. J., Mehlum, F., Lydersen, C., Gulliksen, B., Falk-Petersen, S., Poltermann, M., Wänberg, S.-Å., Kendall, M., Bischof, K. Y., Voronkov, A., Kovaltchouk, N. A., Gabrielsen, G. W., Wlodarska-Kowalczyk, M., Wiktor, J., di Pisco, G., Estoppey, A., Papucci, C. und Gerland, S. (2002). The marine ecosystem of Kongsfjorden, Svalbard. *Polar Research*, **21(1)**, 167–208.
- Jeffries, M. O., Shaw, R. A., Morris, K., Veazey, A. L. und Krouse, H. R. (1994). Crystal structure, stable isotopes $\delta^{18}\text{O}$ and development of sea ice in Ross-, Amundsen and Bellinghausen Seas, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, **99(C1)**, 985–995.
- Jeffries, M. O., Worby, A. P., Morris, K. und Weeks, W. F. (1997). Seasonal variations in the properties and structural composition of sea ice and snow cover in the Bellinghausen and Amundsen Sea, Antarctica. *Journal of Glaciology*, **43(143)**, 138–151.
- Jordan, R. E. (1991). A one-dimensional temperature model for a snow cover. In *Special Report*, Ausgabe 91-16. U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Jordan, R. E., Andreas, E. L. und Makshtas, A. P. (1999). Heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4. *Journal of Geophysical Research*, **104(C4)**, 7785–7806.
- Kawamura, T., Ohshima, K. I., Takizawa, T. und Ushio, S. (1997). Physical, structural and isotopic characteristics and growth processes of fast sea ice in Lützow-Holm Bay, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, **102(C2)**, 3345–3355.

-
- Kawamura, T., Jeffries, M. O., Tison, J.-L. und Krouse, H. R. (2004). Superimposed ice formation in summer on Ross Sea pack ice floes. *Annals of Glaciology*, **39**, 563–568.
- Koerner, R. M. (1970). Some observations on superimposition on ice on the Devon Island Ice Cap, N.W.T., Canada. *Geografiska Annaler*, **52A**, 57–67.
- Koerner, R. M. (1973). The mass balance of the sea ice of the Arctic Ocean. *Journal of Glaciology*, **12(65)**, 173–185.
- Kupfer, H. (2003). *Variation der Strahlungsgrößen und meteorologischen Parameter an der BSRN-Station Ny-Ålesund / Spitzbergen für den Zeitraum 1993–2002*. Diplomarbeit, Universität Jena, Deutschland.
- König-Langlo, G. (2005). Meteorology Measurements at Koldewey. Technical report, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. URL: <http://www.awi-bremerhaven.de/MET/NyAlesund/index.html>.
- König, M., Winther, J.-G. und Isaksson, E. (2001). Measuring snow and glacier ice properties from satellite. *Reviews of Geophysics*, **39**, 1–27.
- König, M., Wadhams, J., Winther, J.-G., Koller, J. und Nuttall, A.-M. (2002). Detection of superimposed ice on the glaciers Kongsvegen and midre Lovénbreen, Svalbard, using SAR satellite imagery. *Annals of Glaciology*, **34**, 335–342.
- Lange, M. A., Ackley, S. F., Wadhams, P., Dieckmann, G. S. und Eicken, H. (1989). Development of sea ice in the Weddell Sea. *Annals of Glaciology*, **33**, 92–96.
- Lange, M. A., Schlosser, P., Ackley, S. F., Wadhams, P. und Dieckmann, G. S. (1990). ^{18}O concentrations in sea ice of the Weddell Sea, Antarctica. *Journal of Glaciology*, **36(124)**, 315–323.
- Launiainen, J. und Cheng, B. (1995). A simple non-iterative algorithm for calculating turbulent bulk fluxes in diabatic conditions over water snow/ice and ground surface. In *Report Series in Geophysics*, Ausgabe 33. Department of Geophysics, University of Helsinki.
- Launiainen, J., Johansson, M. und Kosloff, P. (2006). Meteorological conditions and surface fluxes and energy balance during ISPOL. In H. H. Hellmer, C. Haas, G. Dieckmann und M. Schröder, Herausgeber, *The expedition ANTARCTIC XXII/2 of the Research Vessel „Polarstern“ in 2004/05*, Berichte zur Polar- und Meeresforschung. Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. in press.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C. und Satyawali, P. (2002a). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part II: Snow microstructure. *Cold Regions Science and Technology*, **35**, 147–167.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B. und Fierz, C. (2002b). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Regions Science and Technology*, **35**, 169–184.

- Leppäranta, M. und Manninen, T. (1988). The brine and gas content of sea ice with attention to low salinities and high temperatures. Technical Report 1988-2, Finnish Institute of Marine Research, Helsinki, Finland.
- Light, B., Maykut, G. A. und Grenfell, T. C. (2003). Effects of temperature on the microstructure of first-year Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **108(C2)**, 33.
- Lytle, V. I. und Ackley, S. F. (1996). Heat flux through sea ice in the western Weddell Sea: Convective and conductive transfer processes. *Journal of Geophysical Research*, **101(C04)**, 8853–8868.
- Lytle, V. I. und Ackley, S. F. (2001). Sea-ice growth: a fresh-water flux inhibiting deep convection in the Weddell Sea, Antarctica. *Annals of Glaciology*, **33**, 45–50.
- Massom, R. A., Drinkwater, M. R. und Haas, C. (1997). Winter snow cover on sea ice in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, **102(C1)**, 1101–1117.
- Massom, R. A., Eicken, H., Haas, C., Jeffries, M. O., Drinkwater, M. R., Sturm, M., Worby, A. P., Wu, X., Lytle, V. I., Ushio, S., Morris, K., Reid, P. A., Warren, S. G. und Allison, I. (2001). Snow on Antarctic sea ice. *Reviews of Geophysics*, **39(3)**, 413–445.
- Maykut, G. A. (1986). The surface heat and mass balance. In N. Untersteiner, Herausgeber, *Geophysics of sea ice*, Seiten 395–463. NATO ASI Series, New York.
- Nicolaus, M., Haas, C. und Bareiss, J. (2003). Observations of superimposed ice formation at melt-onset on fast ice on Kongsfjorden, Svalbard. *Physics and Chemistry of the Earth*, **28**, 1241–1248.
- Nicolaus, M., Haas, C., Bareiss, J. und Willmes, S. (2006). A model study of differences of snow thinning on Arctic and Antarctic sea ice during spring and summer. *Annals of Glaciology*, **43**, in press.
- Niederauer, T. M. und Martin, S. (1979). An experiment study of brine drainage and convection in young sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **284**, 1176–1186.
- Patankar, S. V. (1980). *Numerical heat transfer in fluid flow*. Hemisphere Publishing, New York.
- Perovich, D. K. (1996). The optical properties of sea ice. Technical Report 96-1, CRREL, Hanover, USA.
- Perovich, D. K. (2005). On the aggregate-scale partitioning of solar radiation in Arctic sea ice during the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) field experiment. *Journal of Geophysical Research*, **110(C3)**, doi:10.1029/2004JC002512.
- Perovich, D. K., Grenfell, T. C., Richter-Menge, J. A., Light, B., Tucker III, W. B. und Eicken, H. (2003). Thin and thinner: Sea ice mass balance measurements during SHEBA. *Journal of Geophysical Research*, **108(C3)**, doi:10.1029/2001JC001079.

-
- Pirazzini, R. (2004). Surface albedo measurements over Antarctic sites in summer. *Journal of Geophysical Research*, **109**(D20), doi:10.1029/2004JD004617.
- Pirazzini, R., Vihma, T., Granskog, M. A. und Cheng, B. (2006). Surface albedo measurements over sea ice in the Baltic Sea during the spring snowmelt period. *Annals of Glaciology*, **43**, in press.
- Rowe, C. M., Kuivinen, K. C. und Jordan, R. (1995). Simulation of summer snowmelt on the Greenland ice sheet using a one-dimensional model. *Journal of Geophysical Research*, **100**(D8), 16265–16273.
- Schwerdtfeger, P. (1963). Thermal properties of sea ice. *Journal of Glaciology*, **4**, 789–807.
- Sihvola, A. und Tiuri, M. (1986). Snow fork for field determination of the density and wetness profiles of a snow pack. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **GE-24**(5), 717–721.
- Stroeve, J., Markus, T., Meier, W. und Miller, J. (2006). Recent Changes in the Arctic Melt Season and it's Connection with Summer Sea Ice Cover. *Annals of Glaciology*, **43**, in press.
- Sturm, M., Perovich, D. K. und Holmgren, J. (2002a). Thermal conductivity and heat transfer through the snow on the ice on the Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research*, **107**(C10), doi:10.1029/2000JC000409.
- Sturm, M., Holmgren, J. und Perovich, D. K. (2002b). Winter snow cover on the sea ice of the Arctic Ocean at the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA): Temporal evolution and spatial variability. *Journal of Geophysical Research*, **107**(C10), doi:10.1029/2000JC000400.
- Svendsen, H., Beszczynska-Møller, A., Hagen, J. O., Lefauconnier, B., Tverberg, V., Gerland, S., Ørbæk, J. B., Bischof, K., Papucci, C., Zajaczkowski, M., Azzolini, R., Bruland, O., Wiencke, C., Winther, J.-G. und Dallmann, W. (2002). The physical environment of Kongsfjorden–Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard. *Polar Research*, **21**(1), 133–166.
- Untersteiner, N. (1961). Natural desalination and equilibrium salinity profile of perennial sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **73**, 1251–1257.
- Wadham, J., Kohler, J., Nuttall, A. M. und Rippin, D. (2006). Superimposed ice regime of a high Arctic glacier inferred using ground-penetrating radar, flow modeling, and ice cores. *Journal of Geophysical Research*, **111**(F1), doi:10.1029/2004JF000144.
- Warren, S. G. (1982). Optical properties of snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **20**, 67–89.
- Warren, S. G., Rigor, I., Untersteiner, N., Radionov, V. F., Bryazgin, N. N., Aleksandrov, Y. I. und Colony, R. (1999). Snow depth on Arctic sea ice. *Journal of Glaciology*, **12**, 1814–1829.

- Weeks, W. F. und Ackley, S. F. (1986). The growth, structure and properties of sea ice. In N. Untersteiner, Herausgeber, *The geophysics of sea ice*, Seiten 9–164. Plenum Press, New York.
- Weibel, E. R. (1980). *Stereographical methods — Volume 2: Theoretical foundations*. Academic Press, London.
- Wettlaufer, J. S. (1998). Introduction to crystallization phenomena in natural and artificial sea ice. In M. Leppäranta, Herausgeber, *Physics of ice covered seas*, Ausgabe 1, Seiten 105–194. Helsinki University Press.
- Willmes, S., Bareiss, J., Haas, C. und Nicolaus, M. (2006). The importance of diurnal processes for the seasonal cycle of sea-ice brightness temperatures during early summer in the Weddell Sea. *Annals of Glaciology*, **43**, in press.
- Winther, J.-G., Edvardsen, K., Gerland, S. und Hamre, B. (2004). Surface reflectance of sea ice and under-ice irradiance in Kongsfjorden, Svalbard. *Polar Research*, **23(1)**, 115–118.
- Yen, Y. C., Chen, K. C. und Fukusako, S. (1991). Review of intrinsic thermo-physical properties of snow, ice, sea ice, and frost. In J. P. Zarling und S. L. Faussett, Herausgeber, *Proceedings 3rd International Symposium on Cold Regions Heat Transfer*, Seiten 187–218. University of Alaska, Fairbanks.
- Zeebe, R. E., Eicken, H., Robinson, D. H., Wolf-Gladrow, D. und Dieckmann, G. S. (1996). Modeling the heating and melting of sea ice through light absorption by microalgae. *Journal of Geophysical Research*, **101 (C1)**, 1163–1181.

Danksagung

Diese Arbeit wurde als Teil des durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft geförderten Projektes *Beobachtung und Modellierung der Aufeisbildung auf sommerlichem antarktischen Meereis* am AWI angefertigt.

Zuerst möchte ich mich ganz herzlich bei Herrn Prof. Dr. H. Miller und Herrn Prof. Dr. P. Lemke für die Betreuung und Begutachtung dieser Arbeit bedanken.

Ganz besonders danke ich Christian Haas für die zahlreichen Diskussionen, und dass er mich mit seiner Begeisterung für Meereis stets motiviert und unterstützt hat. Die regelmäßige Zusammenarbeit sowohl im Institut als auch während zweier Expeditionen hat mir viel Freude bereitet.

Während der Feldmessungen und auch darüber hinaus blicke ich auf eine sehr gute und erfolgreiche Kooperation mit Sascha Willmes, Jörg Bareiss und Sebastian Gerland zurück, denen ich hierfür meinen Dank ausdrücken möchte. Yvonne Kramer und Anja Batzke haben mich bei der Datenerfassung und –auswertung unterstützt und mir die Arbeit wesentlich erleichtert und zum Erfolg beigetragen. Ebenfalls möchte ich mich bei einer Vielzahl von Kollegen innerhalb des AWI, in Ny-Ålesund und auf Polarstern bedanken, die meine Feldmessungen erst ermöglicht haben.

Hervorheben möchte ich die umfangreiche Unterstützung von Gerd König–Langlo und Bernd Loose bei meinen vielfältigen meteorologischen Problemen und Fragen. Ebenfalls bedanke ich mich bei Johannes Freitag, Fernando Valero–Delgado und der Glaziologie des AWI für ihre Hilfsbereitschaft und die gute Zusammenarbeit. Zusätzlich danke ich ihnen für die Leihgabe von Geräten und ihre technische Unterstützung.

Rachel Jordan und ihren Kollegen des CRREL möchte ich für die kostenlose Bereitstellung von SNTHERM danken, denn nur so war es mir möglich die numerischen Studien durchzuführen.

Ich möchte mich ganz herzlich für das gute Zusammenleben und –arbeiten auf *Deck IV* und innerhalb der Meereisgruppe bedanken. Mit Hilfe meiner direkten Büronachbarn und Arbeitsgruppenkollegen konnte ich während der letzten vier Jahre fast alle Probleme lösen. Vor allem sorgten sie auch für die notwendige Abwechslung neben der reinen Wissenschaft. Ich möchte jedoch besonders meinen Zimmerkollegen Andi Pfaffling und Carola von Saldern danken, die mich täglich erleben *durften*. Klaus Grosfeld danke ich für die Korrektur des Manuskriptes und die gute Zusammenarbeit der letzten Jahre.

Meiner liebsten Anja möchte ich dafür danken, daß sie meine Arbeit täglich unterstützt hat, trotz des ständigen *Arbeiten, Arbeiten, Arbeiten* stets zu mir hielt und sehr viel Verständnis aufbrachte.

Zum Ende meines Studiums und der Promotion möchte ich meinen Eltern für die jahrelange Unterstützung danken, da ohne sie diese schöne und erfolgreiche Zeit nicht möglich gewesen wäre.

Danke

